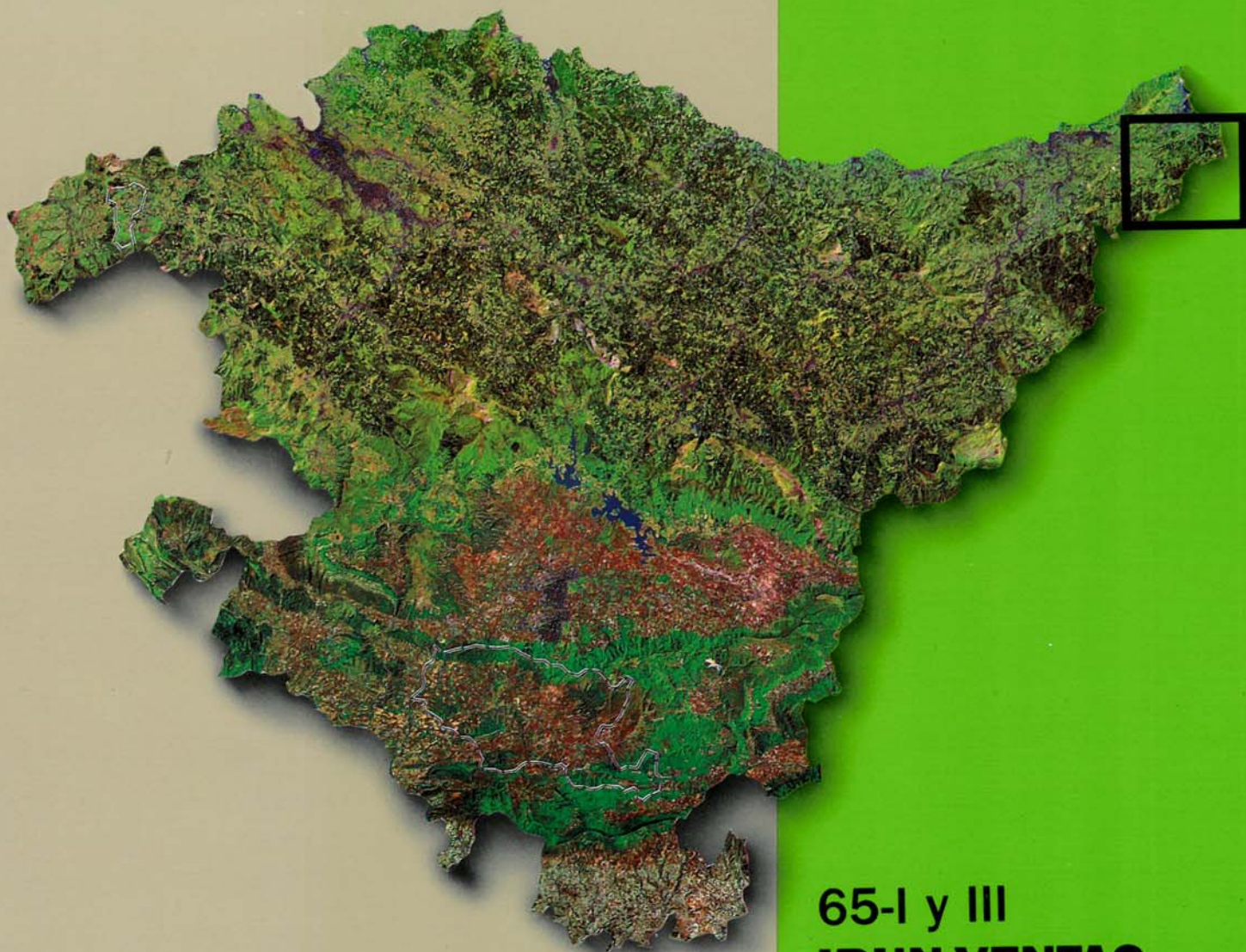




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



**65-I y III
IRUN-VENTAS**

E: 1/25.000

**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**65-I y III
IRUN-VENTAS**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1184-92

I.S.B.N.: 84-88302-19-3

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO a escala 1:25.000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
J. García Portero
L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

J. Fernández Carrasco
A. Cerezo Arasti
F. Tijero Sanz
M. Zapata Sola

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1988.

INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN. BLOQUE DE EREÑOZU	11
1.1.1. PALEOZOICO	11
1.1.1.1. Alternancia de pizarras y grauvacas. Pizarras dominantes.....	11
1.1.1.2. Calizas negras estratificadas.....	12
1.1.1.3. Conglomerados silíceos.....	12
1.2. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN S. STR.	12
1.2.1. PALEOZOICO	12
1.2.2. BUNTSANDSTEIN	13
1.2.2.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas rojas.....	13
1.2.2.2. Areniscas cuarzo-feldespáticas rojas.....	13
1.2.2.3. Conglomerados cuarcíticos.....	13
1.2.3. MUSCHELKALK.....	14
1.2.4. KEUPER	14
1.2.4.1. Arcillas abigarradas y yesos.....	14
1.2.4.2. Ofitas.....	14
1.2.5. JURASICO	14
1.2.5.1. Lías margoso.....	14
1.2.5.2. Dogger.....	15
1.2.6. ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR (FORMACION OYARZUN)	15
1.2.6.1. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas.....	15
1.2.6.2. Conglomerados y microconglomerados de cantos silíceos.....	16
1.2.6.3. Calizas bioclásticas con tinciones rojas.....	16
1.2.6.4. Calizas bioclásticas grises.....	16
1.2.7. CENOMANIENSE SUPERIOR-MAASTRICHTIENSE (FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR).....	16

1.2.7.1. Margas gris oscuro esquistosas.....	16
1.2.7.2. Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas estratificadas.....	17
1.2.7.3. Margas y margocalizas con tinciones rojas.....	17
1.2.7.4. Margocalizas con brechas polimícticas.....	17
1.2.7.5. Alternancia de margas y calizas arenosas. Localmente intercalaciones de finos niveles de chert.....	17
1.2.7.6. Megaturbidita.....	17
1.2.7.7. Alternancia de margocalizas gris claro y margas grises.....	18
1.2.8. MAASTRICHTIENSE.....	18
1.3. CUATERNARIO	18
2. SEDIMENTOLOGIA	19
3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	23
3.1. DEFORMACIONES DEL BASAMENTO PALEOZOICO	23
3.2. DEFORMACIONES DE LA COBERTERA MESOZOICO-TERCIARIA	27
4. PETROLOGIA	31
4.1. STOCK GRANITICO DE PEÑAS DE AYA	31
4.1.1. INTRODUCCION.....	31
4.1.2. ANTECEDENTES.....	31
4.1.3. UNIDAD CENTRAL.....	32
4.1.3.1. Facies granodiorítica.....	32
4.1.3.2. Gabrodioritas.....	35
4.1.3.3. Granitos porfídicos y pórfidos graníticos.....	36
4.1.3.4. Zonas con abundantes inyecciones graníticas.....	36
4.1.4. UNIDAD PERIFERICA.....	37
4.1.4.1. Granito heterogranular de grano grueso.....	37
4.1.4.2. Fracturas con procesos de alteración hidrotermal.....	38
4.1.4.3. Granitos y leucogranitos de grano fino-medio.....	39
4.1.4.4. Granitos y leucogranitos de grano medio-grueso.....	39
4.2. ROCAS SUBVOLCANICAS (OFITAS)	40
4.3. ROCAS FILONIANAS	40
4.3.1. DIQUES DE DIABASAS.....	40
4.3.2. FILONES DE CUARZO.....	41
4.4. AUREOLAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO	41
4.4.1. PIZARRAS Y GRAUVACAS "MOSQUEADAS".....	41
4.4.2. BRECHAS DE CONTACTO.....	42
4.5. METAMORFISMO REGIONAL	42
BIBLIOGRAFIA	45

INTRODUCCION

Los cuadrantes 65-I y 65-III (Irún-Ventas) a escala 1:25.000 forman parte de la hoja n.º 65 (25-5) "VERA DE BIDASOA" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área estudiada pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa, e incluye como principales núcleos de población: Irún-Ventas y los barrios de Ibarrola (Irún) y Ergoien (Oyarzun). Las cotas topográficas más elevadas corresponden a los altos de Biandiz (820 m), Peñas de Aya (800 m), Zaria (628 m), Ursain (524 m), Erlaitz (497 m) y Pagogaña (482 m).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son los ríos Oyarzun y Añarbe. El primero, a los pocos kilómetros de su nacimiento, desemboca

en el Cantábrico formando la ría de Pasajes, en tanto que el segundo confluye con el río Urumea a la altura de Arrambide.

Las redes viarias más importantes son: la autopista Bilbao-Behobia, la C-133 (Behobia-Pamplona) y la carretera Oyarzun-Lesaca.

Desde un punto de vista geológico-regional, estos cuadrantes se encuentran en la terminación occidental de los Pirineos, y más concretamente, en la zona de borde de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Los materiales que afloran en estos cuadrantes son, por tanto, muy variados, encontrándose desde rocas plutónicas ácidas y básicas, hasta rocas sedimentarias paleozoicas, mesozoicas y terciarias.

1. ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica de estos dos cuadrantes cubre un importante lapso de tiempo, que va desde el Paleozoico (probable Devónico superior-Carbonífero) hasta el Paleoceno inferior (Danés).

Estructuralmente se halla dividida en dos grandes bloques separados por las fallas de Aritxulegi y de Ereñozu. Aunque ambos bloques pertenecen a la Unidad de San Sebastián, el bloque sur (Bloque de Ereñozu) se comporta como un "alóctono relativo", de tal forma que los materiales mesozoicos se encuentran cabalgados por el Paleozoico de dicho bloque (esto es especialmente evidente en los vecinos cuadrantes de San Sebastián y Andoain). Por este motivo se ha considerado conveniente separar la Unidad de San Sebastián s.str. (al Norte) del Bloque de Ereñozu (al Sur).

1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN. BLOQUE DE EREÑOZU

En este bloque las únicas rocas sedimentarias que afloran son las del Paleozoico superior, ya que el resto son principalmente rocas plutónicas del stock granítico de Peñas de Aya.

1.1.1. Paleozoico

Definido por CAMPOS (1979) como "sucesión esquistosa de Cinco Villas", estos materiales forman una potente y monótona serie de

pizarras y grauvacas (con dominio de las primeras), donde se hace prácticamente imposible la diferenciación y seguimiento de tramos cartográficos, a excepción de algunos niveles de calizas negras estratificadas (17) y de conglomerados silíceos (18).

1.1.1.1. *Alternancia de pizarras y grauvacas. Pizarras dominantes (16)*

En general, se presentan como una sucesión de pizarras masivas o laminadas donde se intercalan, con mayor o menor frecuencia, niveles centi-decimétricos (más raramente métricos) de grauvacas.

Los términos más finos (pizarras y lutitas masivas) son de color gris oscuro o negros, con frecuentes superficies satinadas. Asimismo, suelen presentar bandeados composicionales con diferentes concentraciones de cuarzo, micas y materia carbonosa.

Por su parte, los niveles arenosos adquieren tonos grises, generalmente más claros que el de las pizarras. No se observan estructuras externas ni internas, a excepción de bandeados composicionales. Las superficies de estratificación están generalmente mal definidas.

Petrográficamente se les puede clasificar como grauvacas inmaduras, donde la trama está formada por granos subredondeados y elongados según la esquistosidad, cuya composición es principalmente de cuarzo, y en menor

proporción, de feldespatos y fragmentos de rocas. El tamaño de los mismos es variable, predominando el grano fino. La matriz está formada por minerales micáceos y arcillosos, y el cemento, aunque escaso, suele ser silíceo.

Desconocemos la potencia de esta serie, debido a la intensa tectonización y a la ausencia de niveles guía.

La inexistencia de fauna hace difícil su datación. CAMPOS 1979, les atribuye una edad Carbonífera, sin excluir la posible presencia, al menos en parte, del Devónico.

Por otro lado, aunque tradicionalmente se ha considerado a estos materiales como representativos de la facies "Culm", algunos autores, como HEDDEBAUT (1973) y PESQUERA (1985), los relacionan más bien con ambientes costero-neríticos.

1.1.1.2. *Calizas negras estratificadas (17)*

A unos 300 metros al Oeste del km 17 de la carretera que lleva al embalse de Artikutza, aflora un paquete de calizas y margocalizas arenosas, grises azuladas y negras, tableadas, que intercalan delgados niveles de pizarras. La potencia máxima observada apenas rebasa los 25-30 metros, pasando lateralmente a pizarras y grauvacas.

Composicionalmente están formadas por calcita, cuarzo, moscovita, piritita y materia orgánico-carbonosa.

1.1.1.3. *Conglomerados silíceos (18)*

Ocasionalmente pueden diferenciarse, en esta monótona serie, niveles de microconglomerados y conglomerados de morfología lenticular y escasa potencia. Están constituidos por cantos heterométricos, elongados según la dirección de la esquistosidad más desarrollada, de cuarcita, cuarzo lechoso, areniscas, pizarras y liditas negras. La matriz, que generalmente no

supera el 30 % de la roca, está formada por lutitas negras, a veces rojizas, cementada por sílice y óxidos de hierro.

1.2. **UNIDAD DE SAN SEBASTIAN S. STR.**

Como ya se explicó al hablar del Bloque de Ereñozu, la Unidad de San Sebastián s. str. se sitúa aproximadamente en la mitad Norte de estos dos cuadrantes, estando separada de aquel por las fallas de Aritxulegi y Ereñozu.

A diferencia de lo que ocurre en el Bloque de Ereñozu, en el que el Mesozoico (a excepción del Bunt) está siempre en contacto mecánico con el Paleozoico; en esta Unidad, el Mesozoico reposa en discordancia sobre el Paleozoico de Cinco Villas.

1.2.1. **Paleozoico** (19, 20, 21 y 22)

A grandes rasgos podemos decir que el Paleozoico de la Unidad de San Sebastián se reparte en tres grandes afloramientos:

- Orla del stock granítico de Peñas de Aya.
- Macizo de San Marcial (al NE).
- Macizo de San Narciso-Zubelzu (al Norte).

Existe un cuarto afloramiento de pequeñas dimensiones junto al macizo de San Narciso-Zubelzu, justo al Este del monte Okalarre.

Estos cuatro afloramientos están separados por importantes fracturas que afectan tanto al zócalo como a la cobertera.

Las características litológicas son prácticamente iguales a las del Paleozoico del Bloque de Ereñozu, por lo que no volveremos a describirlas en este apartado. Al igual que en aquel se diferencian:

—Alternancia de pizarras y grauvacas (19).

—Calizas negras estratificadas (20).

—Conglomerados silíceos (21).

Además, se diferencia un cuarto término de brechas sedimentarias (22) formadas por fragmentos angulosos de pizarras, de hasta 4 ó 5 m, en una matriz igualmente pizarrosa. Los clastos no están autosoportados (parabrechas).

Este afloramiento puede verse en el km 19.4 de la carretera del Castillo del Inglés.

Al igual que ocurriese en el bloque sur, la intensa tectonización y la ausencia de niveles-guía impide conocer la potencia de la serie.

1.2.2. Buntsandstein

Después de la formación de la Cadena Hercínica Pirenaica y su posterior peneplanización, la sedimentación de la cuenca se reanuda con las facies detríticas rojas del Buntsandstein.

La disposición de los afloramientos de estos materiales es muy característica, orlando perfectamente los afloramientos paleozoicos, sobre los que reposa discordantemente. Su escasa, e incluso nula representación en la orla del macizo paleozoico de San Narciso-Zubelzu se debe a la erosión y desmantelamiento sufrido durante el Cretácico (pre-Albiense).

Las facies Bunt son totalmente azoicas, y se interpretan como sedimentos de transición marino-continental con mayor o menor influencia fluvial.

La potencia es variable, debido a que en gran parte su techo ha sido erosionado y cubierto discordantemente por la Formación Oyarzun (Albiense superior), llegando incluso a ser desmantelada toda la formación. La potencia máxima estimada es de unos 300 metros.

1.2.2.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas rojas (23)

Constituyen la litología dominante del Bunt, excepto en la parte basal de la serie, donde son más abundantes las areniscas y los conglomerados.

Forman alternancias de limolitas y areniscas, con predominio de las primeras, sobre todo hacia techo donde las segundas se van haciendo gradualmente más escasas.

Los términos limolíticos son arenoso-micáceos, de un típico color rojo, finamente laminados o bien masivos.

Por su parte, las areniscas son micáceas, de grano fino a medio, estratificadas en bancos centi-decimétricos (más raramente métricos), de color rojo (a veces blanquecinas). Presentan gran cantidad de estructuras sedimentarias tanto internas (estratificaciones cruzadas, paralelas, etc.), como externas (ripples, lineaciones de corriente, etc.).

1.2.2.2. Areniscas cuarzo-feldespáticas rojas (24)

Frecuentemente, sobre todo a muro de la serie, las areniscas son claramente dominantes, formando paquetes de varios metros de potencia constituidos por bancos decimétricos de areniscas rojas, que se apoyan directamente unos sobre otros o bien están separados por finas intercalaciones lutíticas. Dan lugar a resaltes topográficos fácilmente cartografiables.

Las características litológicas de estas areniscas son prácticamente iguales a las descritas en el apartado anterior.

1.2.2.3. Conglomerados cuarcíticos (25)

Los conglomerados, cuya potencia no suele superar unos cuantos metros, se encuentran preferentemente en la base de la sucesión. Están formados por cantos, heterométricos y

redondeados, de cuarcita, unidos por una matriz limoso-areniscosa bien cementada. El tamaño de los cantos varía normalmente entre 1 y 10 cm, aunque pueden llegar hasta los 20 cm. A veces presentan impresiones de origen mecánico, por compresión de unos cantos con otros.

1.2.3. **Muschelkalk** (26)

Aunque en zonas tan marginales de la cuenca no es presumible encontrar Trías marino, en las inmediaciones del barrio Ergoyen aparece un afloramiento, de unos 8 ó 10 metros, de una alternancia de margas y calizas micríticas finamente tableadas, que por su posición y características son atribuibles a la facies Muschelkalk. Estas calizas, de apenas 5 metros de potencia, deben pasar lateralmente a materiales terrígenos que resulta imposible diferenciar del resto del Trías y deben suponer los términos de tránsito de la facies Buntsandstein a la facies Keuper.

1.2.4. **Keuper**

Como en el resto de la cuenca, el Keuper está formado por las típicas arcillas abigarradas con algunas intercalaciones de yesos (27) entre las que se localizan masas, más o menos grandes, de ofitas (28), que originalmente debieron disponerse en forma de lacolitos.

1.2.4.1. *Arcillas abigarradas y yesos* (27)

Estos materiales afloran en el valle de Oyarzun, así como en forma de escamas a lo largo de la falla o corredor tectónico de Aritxulegi.

En el valle de Oyarzun se sitúan, en contacto supuestamente normal, sobre el Muschelkalk y sus equivalentes laterales en facies terrígenas rojas (no distinguibles del Bunt o Keuper arcilloso), en tanto que el contacto con los materiales suprayacentes está más o menos retocado por procesos halocinéticos (diapirismo).

En las escamas tectónicas del corredor de Aritxulegi, aparecen como arcillas rojas y verdes, fuertemente laminadas, entre las que se encuentran pequeñas escamas del Bunt, ofitas, Paleozoico, calizas con corales, granitoides, etc., así como niveles brechoides con cantos angulosos de arcillas rojas, verdes y areniscas rojas, dentro de una matriz arcillosa (el tamaño de las brechas puede llegar hasta 15 cm). Un buen afloramiento de estos materiales puede verse a lo largo de la pista asfaltada que va a la central eléctrica de Penadegui y al caserío Bordaberri.

1.2.4.2. *Ofitas* (28)

Los principales afloramientos de ofitas se sitúan en el valle de Oyarzun, asociados a arcillas abigarradas y yesos. En general están fuertemente alteradas, siendo reconocibles por el aspecto de los suelos de alteración. En corte fresco son rocas microgranudas, masivas, de color negro verdoso a verde oscuro, muy fracturadas y con frecuentes rellenos de epidota a lo largo de dichas fracturas.

Petrográficamente, CAMPOS, 1979, las describe como rocas holocristalinas hipidiomorfas, formadas principalmente por piroxeno augítico y plagioclasa (ver capítulo de Petrología).

1.2.5. **Jurásico**

Aflora en el valle de Oyarzun ocupando sólo una pequeña zona al Oeste del cuadrante, de forma que la mayor extensión de estos materiales, así como los mejores afloramientos, se localizan en el vecino cuadrante de San Sebastián.

1.2.5.1. *Lías margoso* (29)

Se trata de margas grises-azuladas que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas. Estos materiales se encuentran frecuentemente alterados, presentando entonces un

aspecto arcilloso, con tonalidades pardo amarillentas. En los bancos duros son frecuentes los belemnites, ammonites, lamelibranquios y braquiópodos.

Los niveles calcáreos se clasifican como biomicritas y, en parte, biolititas. Al microscopio presentan fragmentos abundantes de crinoides, microfilamentos, espículas, braquiópodos, briozoos y esponjas.

A este término se le atribuye una edad Sinemuriense-Toarciense superior, y un medio de depósito de plataforma marina abierta de escasa energía.

La potencia es difícil de estimar con exactitud, en el cuadrante de San Sebastián se le atribuye un máximo de 150 m.

Como ya se ha mencionado anteriormente, es en el cuadrante de San Sebastián, sector de Oyarzun, donde mejor se pueden observar estos materiales.

1.2.5.2. *Dogger (30)*

El "Dogger calizo" está constituido por calizas bioclásticas grises, generalmente bien estratificadas, con fragmentos de crinoides, lamelibranquios, esponjas y corales. Son frecuentes los nódulos de sílex.

A este término se le atribuye una edad Calloviense.

La potencia máxima medida es del orden de 40 m y supone un episodio de somerización con respecto al término anterior.

En este sector existe un hiato sedimentario muy importante (erosión y/o no depósito), de modo que sobre los términos del Dogger se apoyan los materiales supraurgonianos de la Formación Oyarzun.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el arroyo Sarobe, al Sur de Oyarzun.

1.2.6. **Albiense superior-Cenomaniense inferior (Formación Oyarzun)**

En el tránsito Cretácico inferior-Cretácico superior, coincidiendo con las fases austricas, se produjeron importantes cambios paleogeográficos que cambiaron el régimen de sedimentación de la cuenca. Estos cambios tuvieron un significado especial en las zonas marginales, donde se produjeron sin duda deformaciones tectónicas y/o halocinéticas más o menos importantes (antiforma de Oyarzun, bloque elevado de San Narciso-Zubelzu, etc.), que condicionaron las peculiares características estratigráficas de este cuadrante.

Como resultado de todos estos procesos, la Formación Oyarzun se apoya en clara discordancia, tanto sobre el propio Paleozoico (bloque de San Narciso-Zubelzu), como sobre el Triás y Jurásico. La inexistencia de parte del Jurásico y Cretácico inferior se debe a procesos de erosión.

Desde el punto de vista paleontológico, RAMIREZ DEL POZO (1971), cita para estos materiales las siguientes asociaciones: *Hedbergella cf. washitensis*, *Tritaxia cf. pyramidata*, polípepos, briozoarios, secciones de *Lithotamium*, restos de moluscos y espículas, lo que permite datarlos como Albiense medio.

La Formación Oyarzun, con una potencia máxima observable en esta hoja, de unos 300 a 350 metros, presenta un fuerte diacronismo, de modo que llega a ser el equivalente lateral en facies de borde, tanto del "Flysch Negro" como del Urganiano carbonatado.

1.2.6.1. *Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (31)*

Constituyen una alternancia de areniscas silíceas de grano fino a medio, en ocasiones microconglomeráticas, y limolitas, generalmente mal estratificadas en bancos decimétricos. Los colores más frecuentes son grises, beige y

blanco amarillento (a veces rojo vino), aunque en afloramientos alterados presentan tonalidades amarillo terroso.

Aunque prácticamente no presentan fauna, en algunos afloramientos se han podido ver fragmentos de ammonites.

Petrográficamente, las areniscas varían entre ortocuarcitas, arenitas cuarzosas y grauvacas, con tamaños de grano entre 200 μ y 600 μ .

1.2.6.2. *Conglomerados y microconglomerados de cantos silíceos (32)*

Intercalados entre las areniscas y limolitas, anteriormente descritas, afloran niveles relativamente potentes de conglomerados y microconglomerados con cantos de cuarcita y, en menor proporción, de areniscas, de tamaños comprendidos entre 0,5 y 10 cm, en una matriz arenoso-limolítica bien cementada. También pueden aparecer pasadas mili-centimétricas de niveles carbonosos. El color de estos conglomerados suele ser gris a blanco amarillento.

Los horizontes de conglomerados pueden ser muy continuos o bien niveles lentejonares de escasa continuidad lateral.

1.2.6.3. *Calizas bioclásticas con tinciones rojas (33)*

Al Sur del caserío Mitxelena, dentro de las pizarras y grauvacas paleozoicas, aflora una pequeña escama tectónica, constituida por calizas bioclásticas rojas con fauna de rudistas y corales. Por su aspecto, así como por su contenido fósil, estos materiales son correlacionables con la Formación Oyarzun, debiendo haber representado "parches arrecifales" a salvo de la contaminación de terrígenos.

1.2.6.4. *Calizas bioclásticas grises (34)*

Intercaladas entre las areniscas y limolitas del monte Arreoku-Larre, afloran algunos len-

tejones de calizas bioclásticas grises, que pasan lateralmente a términos terrígenos. Al igual que las calizas rojas anteriormente descritas, representan "parches arrecifales".

1.2.7. **Cenomaniense superior - Maastrichtiense (Flysch del Cretácico superior)**

En el Cretácico superior se produce una gran transgresión generalizada en toda la Cuenca que marca el comienzo de la sedimentación marina profunda de tipo flysch, representada fundamentalmente por sedimentos carbonatados.

1.2.7.1. *Margas gris oscuro esquistosas (35)*

Forman un paquete predominantemente margoso que constituye el tramo basal de la sucesión flyschoides del Cretácico superior. Aflora al Sur del barrio de Alcibar, en el corredor tectónico de Aritxulegi y en varias zonas del tercio norte de la hoja.

Prácticamente en ningún afloramiento se ha podido ver el contacto con la Formación Oyarzun, por lo que se ha interpretado como contacto normal supuesto.

Litológicamente está formado por margas y margocalizas gris oscuro a negras, generalmente esquistosas, donde se intercalan bancos centi-decimétricos de calizas arcillosas. Los colores dominantes son gris claro a blanco terroso en superficie, y gris oscuro en corte fresco. Los niveles más duros son biomicritas y biomicritas arcillosas con abundante microfauna.

El contenido micropaleontológico de este tramo margoso basal data desde el Cenomaniense superior hasta el Santoniense (CAMPOS, 1979), lo cual implica que, teniendo en cuenta que su potencia máxima no excede de 200 ó 250 metros (frecuentemente es mucho menor), nos encontramos con un tramo muy comprensivo y/o con importantes hiatos.

1.2.7.2. *Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas estratificadas* (36)

Al Norte del barrio Ibarrola, junto a la autopista, puede verse un pequeño afloramiento formado por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, estratificadas en bancos decimétricos, que alternan con niveles (minoritarios) de lutitas finamente laminadas y niveles brechoides de matriz lutítica. Son bastante abundantes las diseminaciones de sulfuros en todo el afloramiento.

Por su posición, este paquete parece ser correlacionable con la parte basal del tramo margoso anteriormente descrito.

1.2.7.3. *Margas y margocalizas con tinciones rojas* (37)

En el área de servicio (Restop) de la autopista Bilbao-Behobia, así como en sus inmediaciones, pueden verse una serie de afloramientos de margas esquistas vivamente coloreadas en tonos rojos o salmón, que pasan lateralmente a margas grises esquistas (tramo cartográfico n.º 35).

1.2.7.4. *Margocalizas con brechas polimícticas* (38)

Al Sur del caserío Ibarburu (al Sur de Alcibar), aflora un nivel de margas con niveles decimétricos de orto y parabrechas, con cantos cuarcíticos redondeados, cantos angulosos de pizarra (de aspecto paleozoico) y brechas de conglomerados y areniscas, dentro de una matriz igualmente margosa.

Se interpretan como depósitos de "debris flow".

1.2.7.5. *Alternancia de margas y calizas arenosas. Localmente intercalaciones de finos niveles de chert* (39)

Estos materiales afloran exclusivamente en el tercio norte de la hoja. Están formados por

una alternancia rítmica de margas y calizas arenosas estratificadas en bancos centimétricos. También pueden verse bancos decimétricos de calizas brechoides con cantos calizos angulosos y, en menor proporción, cantos silíceos de lutitas negras y cuarcitas, todos ellos de tamaño generalmente inferior a 3 cm.

En la zona de Muñagarre y Arbelaitz-Txiki, son frecuentes las alternancias de limolitas y/o margas descalcificadas con niveles de areniscas de grano muy fino (prácticamente cherts), que no han sido diferenciados ya que la falta de afloramiento impide el seguimiento de los tramos.

En las capas de calizas arenosas son frecuentes las estructuras sedimentarias de tipo laminación paralela, laminación cruzada, laminación convoluta, estructuras "dish", etc. Asimismo presentan una variada ichnofacies de zoophycus, chondrites, helmintoides, granularia, etc.

Petrográficamente los niveles duros varían entre micritas arcillosas, limolitas calcáreas y areniscas calcáreas.

Desde el punto de vista sedimentológico son turbiditas distales (secuencias T_{c,d,e} de Bouma).

La potencia total de todo el conjunto es difícil de apreciar por la importante deformación que presentan. En la hoja de San Sebastián se han calculado espesores muy variables, entre un máximo de más de 1200 metros y un mínimo de unos 250 metros.

La edad es Santoniense terminal - Campaniense, CAMPOS, 1979.

1.2.7.6. *Megaturbidita* (40)

En el alto de Gaintxuriskieta (extremo NO de la hoja) se corta un nivel megaturbidítico relativamente potente, de unos 25 ó 30 metros de

potencia. Estos depósitos carbonatados caóticos (slumps, brechas, bloques, etc), con bloques de hasta cinco metros de diámetro, se continúan durante varios kilómetros por la vecina hoja de San Sebastián. El interés de este horizonte estriba en su carácter de capa-guía y en su isocronía, sirviendo de gran ayuda en el análisis de la cuenca.

1.2.7.7. *Alternancia de margocalizas gris claro y margas grises (41)*

A techo del potente tramo flyschoide (39) se rompe la monotonía de la serie y aparecen tramos más calcáreos, constituidos por una alternancia de margas y margocalizas grises en bancos centi-decimétricos. Estos tramos están escasamente representados en esta hoja, donde sólo los encontramos en el ángulo NO de la misma, en afloramientos de mala calidad; por el contrario, en la vecina hoja de San Sebastián, llegan a alcanzar un notable desarrollo.

1.2.8. **Maastrichtiense**

Esta característica formación de tránsito Cretácico-Terciario, aflora únicamente en el ángulo NO de la hoja. Está constituida por margas rojas o salmón y margocalizas grises (42), que en ocasiones alternan dando un bandeo blanco-rojo muy peculiar.

Los términos calizos se clasifican como biomicritas arcillosas, con proporciones variables de carbonato cálcico.

Presentan una abundante microfauna que data el Maastrichtiense.

1.3. **CUATERNARIO (43)**

Los recubrimientos cuaternarios están representados por los depósitos aluviales, formados por bloques centi-decimétricos de naturaleza variada, en las zonas correspondientes a antiguos cauces, y depósitos detríticos finos (arenas, limos y arcillas) en las zonas correspondientes a las llanuras de inundación de dichos cauces.

2. SEDIMENTOLOGIA

El registro sedimentario en este cuadrante es discontinuo y escaso, faltando gran parte de las series mesozoicas (parte alta del Jurásico y parte del Cretácico inferior) por erosión y/o no depósito de las mismas. En consecuencia, es imposible analizar de forma detallada la historia geológica de este sector, por lo que nos limitaremos a reseñar de forma escueta algunas de las características referentes al medio en que se depositaron los materiales sedimentarios representados en el cuadrante.

Los materiales más antiguos representados pertenecen al Paleozoico superior, correspondientes a la denominada "sucesión esquistosa de Cinco Villas" (CAMPOS, 1979). Estas series aparecen fuertemente tectonizadas haciendo prácticamente inútil cualquier intento de reconstrucción de sus características sedimentarias, no obstante, en algunos niveles de grauvacas se pueden observar secuencias características de los materiales turbidíticos; en consecuencia, se deduce que se trata de las series flyschoides representativas de la facies Culm del Paleozoico superior. La existencia de brechas intraformacionales en la carretera del Castillo del Inglés apoya esta idea de una cuenca "turbidítica" durante el Paleozoico.

Sobre los materiales paleozoicos reposan, en clara discordancia, las series detríticas del Buntsandstein que suelen comenzar con un conglomerado basal (probablemente el Pérmico no está representado).

De las observaciones realizadas, se deduce para estos materiales un medio sedimentario de transición marino-continental, con desarrollo de abanicos aluviales costeros y más o menos influencia fluvial, como queda patente en una columna, en el vecino cuadrante de Berastegi, donde aparecen depósitos ligados a roturas de diques fluviales y desbordamiento posterior, desarrollándose zonas lutíticas finamente laminadas adyacentes a las facies típicas fluviales (*lag basal*, *point bar*, acrecciones laterales de canales, etc...) con características de energía mucho más alta. Estudios sedimentológicos de detalle de materiales similares a estos, podemos encontrarlos en ROBLES et al; 1987 y LUCAS, 1987, entre otros.

Sobre los materiales del Bunt, más distales cuanto más a techo, se depositan las arcillas del Keuper, a las que tradicionalmente se les atribuye un medio sedimentario típico de mares epicontinentales (formados en una etapa de distensión generalizada), con abundantes sebkhas litorales y un clima global bastante árido que permitió la formación de evaporitas. Hasta el final de este episodio debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto hay que introducir aquí como novedad, la aparición, en áreas próximas, de un delgado nivel de rocas volcanoclásticas, descritas por vez primera en el vecino

cuadrante de Villabona (EVE, 1987), que hace pensar que parte del material ígneo, ligado también a importantes fracturas, alcanzó el fondo marino, redepositándose posteriormente. Aunque algunos autores, como BIXEL, 1987, citan cinco episodios volcánicos entre el Estefaniense y el Pérmico en los Pirineos, suponemos para este episodio una edad Rethiense, por posición estratigráfica (aunque con muchas reservas).

A techo de este episodio epicontinental somero, una transgresión generalizada, trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina.

De los cinco términos en que se divide el "Jurásico marino" (según SOLER Y JOSE, 1972), en este cuadrante sólo aparecen dos:

- Lías margoso. Depositado en condiciones de plataforma marina abierta (ammonites, belemnites y escasa fauna bentónica).
- Dogger. Correspondiente a un episodio de somerización en el Jurásico.

En este cuadrante, el Dogger constituye el término más alto del Jurásico, debido al barrido erosivo de la Fm. Oyarzun.

Por encima de las series jurásicas, e incluso sobre el Paleozoico, se sitúan mediante una discordancia erosiva una serie de materiales detríticos, muy diacrónicos, denominados Fm. Oyarzun. El límite superior, de edad, de esta formación es Cenomaniense inferior, pero desconocemos a que edad comenzó a "generarse" (probablemente durante el Aptiense). La Fm. Oyarzun constituye un sistema deposicional que se restringe, geográficamente, a la orla del macizo (y paleomacizo) de Cinco Villas y representa sedimentos de abanicos litorales (*fan-deltas*) en los que, hacia la parte alta, se aprecia una influencia claramente marina, como es un retra-

bajamiento por parte del oleaje. El macizo de Cinco Villas debió constituir durante el Albienense un relieve sometido a una activa erosión.

Según PUJALTE, 1985, estos relieves paleozoicos, interconectados o no, debieron ser muy escarpados, como lo demuestra el grosor calibre de los sedimentos derivados de ellos, y debieron estar orlados por una zona somera relativamente estrecha donde se acumularon series detríticas groseras, bien constituyendo plataformas terrígenas o *fan deltas*. A su vez, el límite externo de estas zonas someras debió ser brusco, probablemente escarpado, permitiendo que sedimentos muy groseros fueran vertidos al mar profundo, acumulándose en abanicos submarinos más o menos grandes. Todo ello sugiere que estos relieves estuvieron tallados en bloques limitados por fallas activas de gran salto.

A techo de la Fm. Oyarzun encontramos un importante hiato sedimentario que viene marcado en algunas ocasiones por un *hard-ground* ferro-fosfatado de 1 metro de potencia. Este nivel debió constituir el "suelo" marino durante un dilatado espacio de tiempo.

En otros puntos la Fm. Oyarzun no está presente, ya que desaparece por barrido erosivo de los materiales suprayacentes en el borde del paleomacizo.

Los materiales del Cretácico superior son claramente transgresivos con respecto a los anteriores y suponen un cambio radical en la configuración paleogeográfica. El paleomacizo de Cinco Villas, que con toda probabilidad llegó a ser un macizo emergido, constituyendo una isla o una península, quedará ahora cubierto por las aguas marinas, formando parte de la cuenca turbidítica norpirenaica.

Aquí incluimos tanto el denominado "Flysch calcáreo", que no tiene un carácter turbidítico, como las series turbidíticas del "Flysch detrítico-calcáreo".

A grandes rasgos, podemos decir que en el área de estudio, el intervalo Cenomaniense superior-Maastrichtiense se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material turbidítico, depositado en un surco subparalelo a las directrices actuales. El relleno de este surco seguramente tenía una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes, no obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales.

La potencia del conjunto disminuye de forma muy patente de Oeste a Este, pasando de 1700 m en el cuadrante de Zarautz (EVE, 1987) a menos de 250 m en el borde del macizo, es decir, en unos 30 km de distancia. Estos depósitos se apoyan sobre materiales más antiguos cuanto más hacia el Este, llegando a reposar directamente sobre el Paleozoico.

En el ámbito del área de estudio y en los cuadrantes próximos (Zarautz, Zumaia y San Sebastián) las paleocorrientes muestran poca dispersión, apareciendo en todo momento paralelas a las directrices del Arco Vasco; es decir, N 250 E para la rama oriental y N 310 E para la occidental.

En este cuadrante, las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales, depositadas en una amplia cuenca (Flysh Norpirenaico) en la que el factor de control externo más importante fue la posición relativa del nivel del mar en cada momento. Aunque el contexto tectónico era de una calma relativa, algunos pulsos tectónicos, terremotos, etc., generan megaturbiditas de gran entidad, como la representada en la cartografía con el n.º 40, y que se sigue a lo largo de varios cuadrantes, constituyendo un importante elemento de correlación.

Los materiales más modernos representados en este cuadrante (si se exceptúan los cuaternarios) corresponden al Maastrichtiense, edad en la que se produce una progradación de taludes fangosos de baja energía que sustituyen progresivamente los sistemas turbidíticos axiales del Cretácico superior (PUJALTE et al., 1988), coincidiendo con el inicio de un gran cambio en las condiciones geodinámicas de este margen, como es el comienzo del cierre parcial del Golfo de Bizkaia.

3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en esta hoja presentan características estructurales diferentes, ya que lógicamente, mientras el Paleozoico ha sufrido la superposición de dos orogenias, la cobertera mesozoico-terciaria sólo ha sido deformada durante el ciclo Alpino.

3.1. **DEFORMACIONES DEL BASAMENTO PALEOZOICO**

Las características estructurales del Paleozoico de esta zona son necesariamente complejas, debido tanto a la superposición de las orogenias Hercínica y Alpina, como a la deformación adicional de bóveda producida por el stock granítico de Peñas de Aya.

El análisis estructural se hace francamente difícil, ya que a la complejidad estructural propia de los materiales, se suman dos dificultades adicionales: por un lado la monotonía litológica y la falta de niveles guía; y por otro, la falta de afloramientos suficientemente extensos que permitan observar figuras de interferencia.

Son varios los trabajos precedentes que han abordado este tema con mayor o menor profundidad; citaremos por su importancia y por ser relativamente recientes a CAMPOS, 1979; HEUSCHMIDT, 1977 y AIZPURI, A. et al., 1984.

No vamos a entrar en esta memoria a describir las conclusiones a las que llega cada uno

de ellos, ya que supondría una exposición excesivamente larga y compleja. De forma muy resumida diremos que CAMPOS distingue dos fases hercínicas (F_1 y F_2), una deformación de bóveda debida a la intrusión del granito de Peñas de Aya, una fase hercínica tardía que produce kink-bands y dos fases alpinas.

HEUSCHMIDT, establece cuatro fases hercínicas (F_1 , F_2 , F_3 y F_4), una fracturación tardihercínica y dos fases alpinas (F_5 y F_6).

Por su parte AIZPURI et al., proponen un esquema estructural, en parte coincidente con los anteriores, en el que distinguen 3 fases de deformación hercínicas.

Es evidente que no resulta fácil llegar a establecer con claridad las distintas fases de deformación que han sufrido estos materiales. Por otro lado, es posible que las distintas fases no hayan afectado con igual intensidad a todas las zonas, de tal forma que estructuras evidentes en unas áreas, prácticamente no existan en otras. Por esta razón nos limitaremos a describir las estructuras observadas en el ámbito de esta hoja, tratando de relacionarlas con las observadas en otros estudios de carácter más regional.

Primera fase (F_1)

Esta fase, reconocida prácticamente por todos los autores, da origen a pliegues isoclí-

nales muy tendidos (subhorizontales) que desarrollan una esquistosidad (S_1) muy penetrativa, subparalela a la " S_0 " en los flancos de los pliegues.

Es difícil ver pliegues métricos, aunque sí son relativamente frecuentes las charnelas decimétricas.

Las directrices principales de esta primera fase son N-S a N 20° E.

Segunda fase (F_2)

Se manifiesta por pliegues sinquistosos de plano axial subvertical, de tamaño métrico a decamétrico. Frecuentemente, sobre todo al Norte de la falla de Aritxulegi, es mucho más patente la esquistosidad de crenulación subvertical, asociada a estos pliegues, que los propios pliegues en sí.

Las directrices dominantes al Norte de la falla de Aritxulegi son N-S (aunque pueden variar entre N 30° W y N 10° E). Sin embargo, al Sur de dicho accidente, van girando hacia NE-SW, para hacerse NE-SW a E-W en la hoja de Andoain.

Esta fase parece corresponderse con la F_2 de CAMPOS (P_2a) y con la F_2 de AIZPURI, A. et al., siendo más difícil establecer su relación con el modelo propuesto por HEUSCHMIDT.

En algunos afloramientos situados al Norte de Peñas de Aya, además de la esquistosidad de crenulación de fase 2, puede apreciarse una segunda esquistosidad de crenulación de dirección entre E-W y N 30° E, y buzamiento subvertical. El escaso desarrollo alcanzado por esta última deformación, no permite clarificar su significado tectónico, no obstante parece corresponder con la Fase 2 (P_2b) de CAMPOS y con la F_3 de AIZPURI, A. et al.

Deformación de bóveda del stock granítico de Peñas de Aya

Al observar la cartografía geológica, un hecho que llama rápidamente la atención, es la

perfecta adaptación de la esquistosidad principal a la forma del stock granítico de Peñas de Aya. La interpretación de este hecho ha sido motivo de discrepancias entre algunos autores. Así por ejemplo, mientras CAMPOS lo explica como una deformación de bóveda debida a la intrusión del propio stock, y por tanto posterior a la fase tectónica principal, para PESQUERA, deformación tectónica e inyección magmática son procesos simultáneos en el tiempo, de tal forma que la adaptación de la esquistosidad principal se debe al inflamamiento producido por la intrusión ígnea (fig. 3.1).

Deformaciones alpinas

Durante el ciclo alpino se producen en la Cuenca, al menos tres períodos de actividad tectónica, más o menos importantes, en los que se ve implicado el zócalo paleozoico. Durante las fases neokimméricas (Jurásico final), se produjeron reactivaciones de fracturas hercínicas, así como movimientos verticales que cambiaron la configuración paleogeográfica de la cuenca mesozoica y el régimen de sedimentación de la misma. En este contexto, el macizo de Cinco Villas probablemente se comportó como una porción de tierra emergida, compartimentada en bloques, donde se produjo el desmantelamiento por erosión de materiales jurásicos y triásicos.

Esta situación de erosión o de no sedimentación debió continuar durante la mayor parte del Cretácico inferior, el hecho de que la Formación Oyarzun se apoye en discordancia tanto sobre el Paleozoico, como sobre el Triásico y Jurásico lo demuestra.

Posteriormente, durante las fases austricas, esta compartimentación se acentuó aún más; formándose una serie de paleoaltos (*horsts*), como el de San Narciso-Zubelzu y San Marcial, y de depresiones (*grabens*) como las de Aristiburu y Aritxulegi (fig. 3.2).

En la fase principal de plegamiento alpino (fase pirenaica) se produjeron deformaciones del zócalo paleozoico relativamente impor-

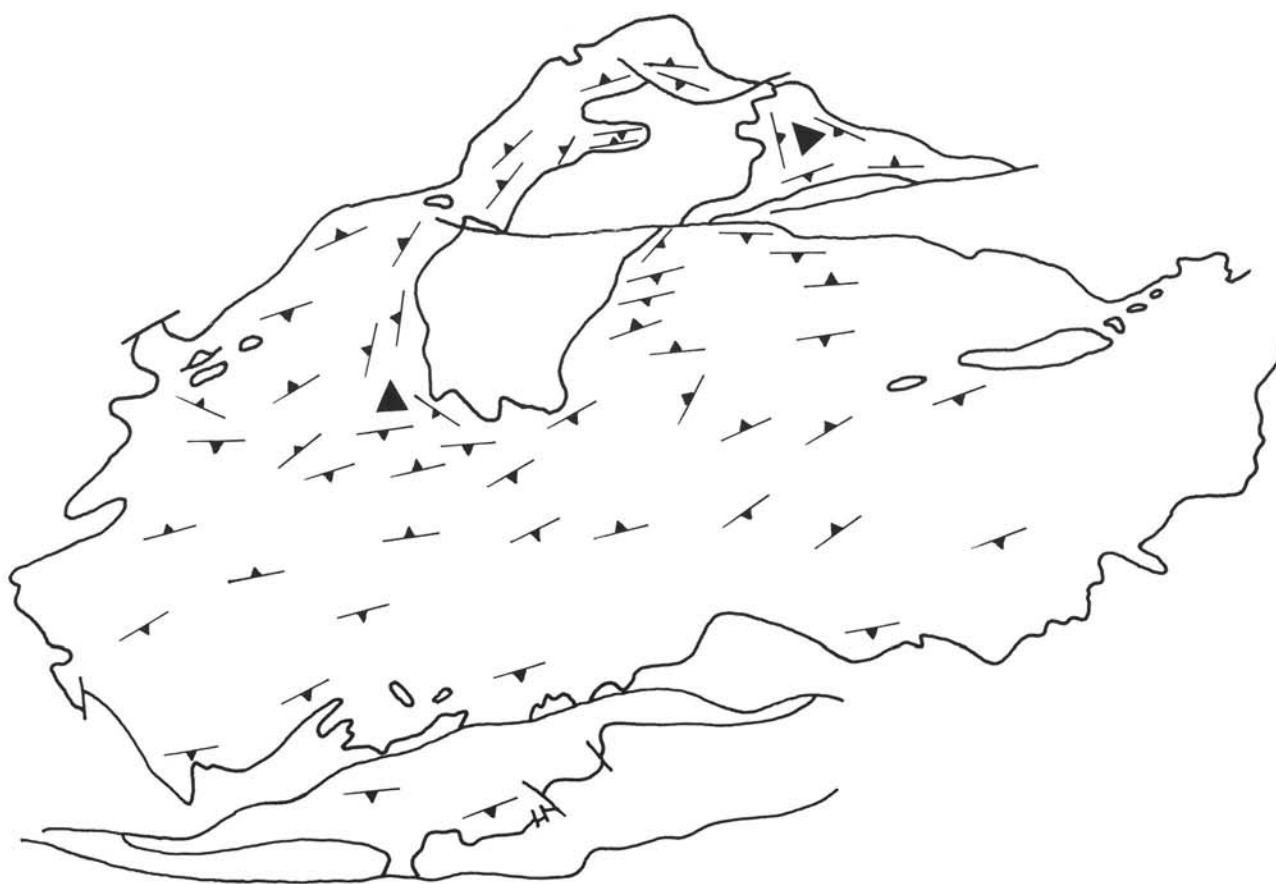
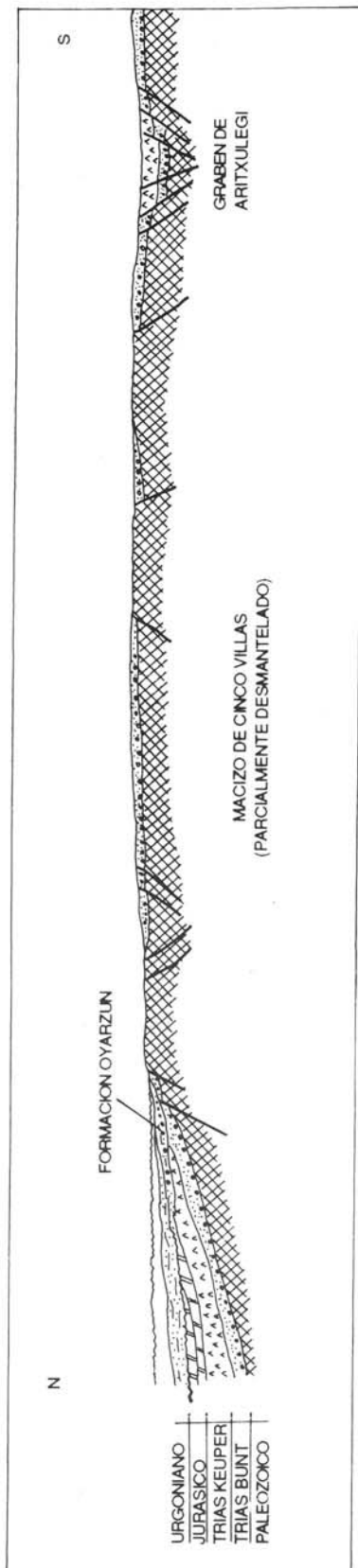
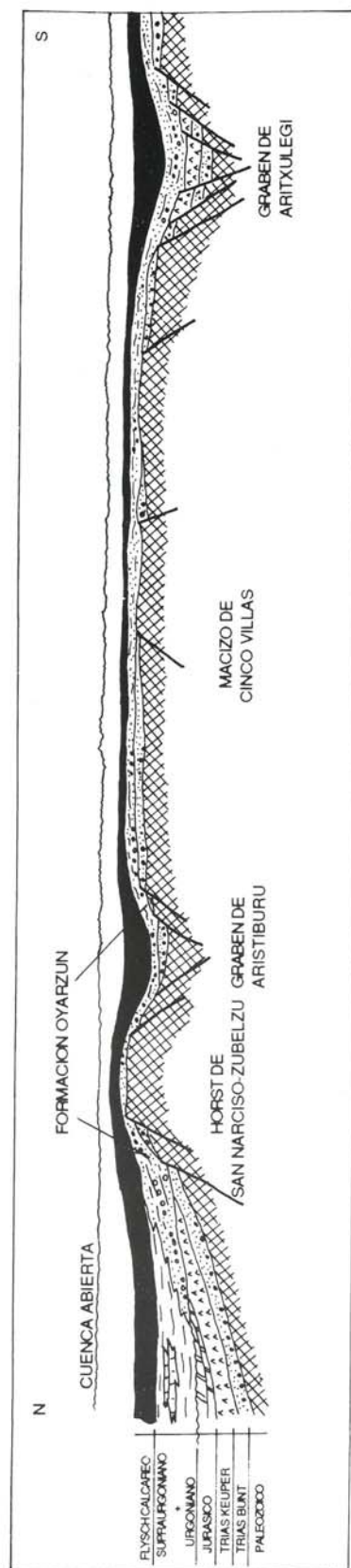


Figura 3.1.—Trayectoria de la esquistosidad regional en el Macizo de Cinco Villas.
(Según PESQUERA, 1985).



Esquema tectosedimentario de la zona Noroeste del Macizo de Cinco Villas en el período Aptiense.



Esquema tectosedimentario de la zona Noroeste del Macizo de Cinco Villas en el Cretácico Superior.

Figura 3.2.—

tantes, con formación de pliegues (laxos en la mayoría de los casos) y fracturas de gran envergadura. Es durante esta última fase, cuando las fallas de Aritxulegi, Ereñozu, fallas del bloque de San Marcial y San Narciso-Zubelzu, etc., alcanzan su mayor desarrollo, siguiendo zonas de debilidad previamente configuradas.

3.2. **DEFORMACIONES DE LA COBERTERA MESOZOICO-TERCIARIA**

Las deformaciones continuas de la cobertera mesozoica son relativamente escasas en comparación con la abundancia de fracturas.

Las directrices estructurales presentan una dirección dominante ENE-WSW, típicas de esta zona del Arco Vasco, con claras vergencias al Norte, que son fácilmente visibles en los materiales del flysch cretácico (ver corte geológico I-I'). Sin embargo, las estructuras más características son las grandes fallas con componente de desgarre, donde los materiales mesozoicos se encuentran "pellizcados" entre los bloques paleozoicos. Esta situación se ha visto favorecida por la compartimentación en bloques del zócalo, que ha actuado en muchos casos como auténticas "tenazas" sobre la cobertera.

Como puede verse en la figura 3.3., los principales elementos estructurales de la hoja son:

Falla de Aritxulegi: se trata en realidad de un amplio corredor tectónico, formado por varias escamas tectónicas y brechas, de dirección E-W, que pasa a NW-SE en la zona de Ergoien. Donde han podido verse superficies de falla, estas buzan entre 50° y 70° al Sur.

Es un accidente con importante componente de desgarre dextroso (en torno a los 2 km), así como salto inverso de cierta consideración.

Probablemente se formó a favor de un importante "graben" sinsedimentario (fig. 3.2.).

Falla inversa de Ereñozu: en esta hoja tiene una dirección E-W y buzamiento de unos 40° al Sur. Hacia el SW (en los cuadrantes de San Sebastián y Andoain), aunque su buzamiento sigue siendo más o menos el mismo, la dirección se hace NE-SW, con un trazado muy rectilíneo.

El funcionamiento simultáneo de este accidente y de la falla de Aritxulegi ha sido el responsable del desplazamiento hacia el NW del Bloque de Ereñozu (en este movimiento la falla de Aritxulegi se hubiera comportado como una falla transformante).

La magnitud del salto es difícil de evaluar, no obstante, se estima un salto en torno a los 2000 metros.

Falla de Elatzeta: se trata de una fractura de dirección aproximada E-W a ENE-WSW y buzamiento hacia el Sur, tiene salto inverso (ver corte geológico I-I'), aunque probablemente se encuentre asociada a un complejo sistema de fallas de desgarre.

Es bastante probable que sea una falla originada por la reactivación de antiguas fracturas sinsedimentarias, ligadas a la formación del paleoalto de San Narciso-Zubelzu (ver fig. 3.2.).

No es posible conocer la magnitud del salto, debido a los bruscos cambios de potencia e importantes discordancias entre las diferentes formaciones, pero sin duda deben superarse los 150 ó 200 metros.

Fallas de Aristiburu y Altamira: estos accidentes limitan un graben tectónico, donde los materiales mesozoicos han sido "estrujados" entre los bloques paleozoicos de Cinco Villas y San Narciso-Zubelzu dando lugar a un supuesto sinclinal muy apretado (ver corte geológico I-I').

La primera de ellas es subparalela a la falla de Elatzeta, en tanto que la segunda se interpreta como una falla retrovergente produ-

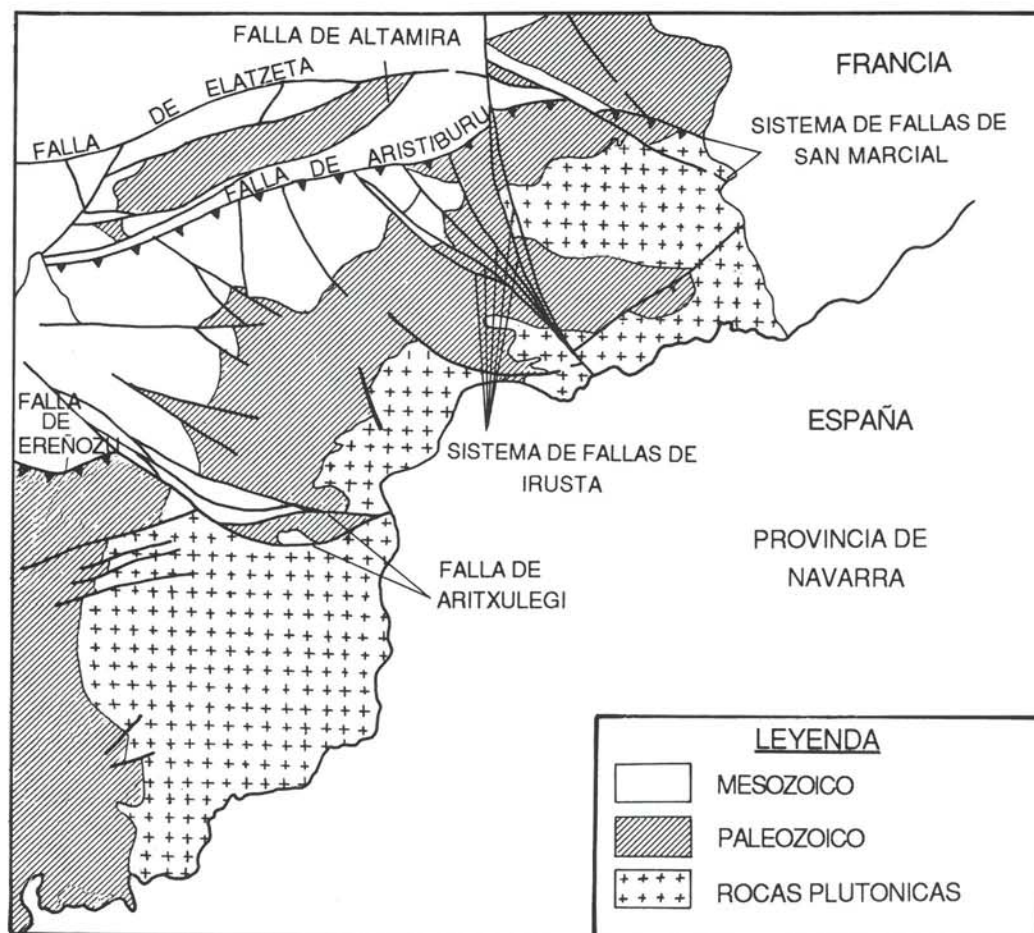


Figura 3.3.—ESQUEMA GEOLOGICO MOSTRANDO LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LA HOJA.

cida por la "extrusión" del macizo de San Narciso-Zubelzu.

En ambos casos el salto es muy difícil de precisar.

Sistema de fallas de San Marcial: se trata de un sistema de fracturas de dirección NW-SE, y probable buzamiento al NE, relacionado con la terminación occidental de la falla de Pitiers.

Su desarrollo ha estado condicionado por la existencia de un "graben" sedimentario, situado entre los macizos paleozoicos de San Marcial y Cinco Villas, donde se depositaron materiales del Cretácico superior. Estos materiales han sido literalmente "estrujados" entre dichos macizos, alcanzando un grado de deformación muy importante.

El movimiento principal de este sistema de fallas es, posiblemente, de desgarre dextroso.

Sistema de fallas de Irusta: este sistema está integrado por, al menos, seis fracturas que afectan tanto al granito, como al Paleozoico y al Mesozoico.

Todas ellas tienen una dirección NW-SE a NNW-SSE y buzamiento variable entre 50° y 70° al NE. Hacia el SE, todas ellas confluyen en una sola fractura que continúa hacia Navarra, fuera ya de los límites de esta hoja.

Parecen estar relacionadas con otros importantes sistemas de fracturas, igualmente de dirección NW-SE y buzamiento al NE, que afectan al granito de Peñas de Aya y cuya continuación fuera del granito resulta extremadamente difícil de precisar (ver cartografía).

Una de las características más importantes de estos accidentes es que, frecuentemente, van acompañados por un relleno de siderita con sulfuros accesorios.

4. PETROLOGIA

4.1. **STOCK GRANITICO DE PEÑAS DE AYA**

4.1.1. **Introducción**

El stock granítico de Peñas de Aya, con una superficie de afloramiento de unos 75 km², representa la manifestación plutónica más occidental de la Cadena Pirenaica. Se trata de un cuerpo alargado (NNE-SSW) de unos 15 km por 6 km de anchura máxima. La falla de Aritxulegi, de dirección E-W, lo divide aproximadamente por la mitad, en dos partes a grandes rasgos diferenciables: al Norte predominan las rocas de composición granítica y una disposición NE-SW en su afloramiento, mientras que la zona sur, más norteada y equidimensional, muestra una mayor variedad petrográfica. Encaja en los materiales esquistosos de los macizos de Cinco Villas y San Marcial, de edad Devónico superior-Carbonífero, mediante contacto intrusivo neto, produciendo un metamorfismo de contacto variable y de desarrollo desigual: corneanas hornbléndicas con andalucita y cordierita en las zonas más internas o en los retazos de cobertera, y corneanas de albita-epidota en las partes más externas de la aureola.

El stock de Peñas de Aya es un cuerpo heterogéneo integrado por diversas facies petrográficas que le confieren un carácter plurifacial (CAMPOS, 1979; PESQUERA, 1985) especialmente en su mitad meridional. Aunque en el presente estudio sólo se hace referencia

a la mitad occidental, ubicada en el territorio histórico de Gipuzkoa, dicha heterogeneidad es asimismo patente, encontrándose la misma variedad de términos que en el resto del stock.

En la cartografía se han diferenciado una serie de unidades cuyas relaciones, difíciles de precisar en detalle por la calidad de los afloramientos, dan una idea de la variedad petrográfica de este cuerpo. Se reconocen dos conjuntos mayores: uno de composición granítica y otro de composición intermedia-básica. El primero (unidad granítica o periférica) ocupa, fundamentalmente, los afloramientos situados al Norte de la falla de Aritxulegi y los más meridionales de la parte sur; y el segundo, integrado por términos dioríticos a granodioríticos (unidad básica-intermedia o interna) aflora, fundamentalmente, en la parte central del stock, al Sur de la mencionada falla.

4.1.2. **Antecedentes**

Son varios los autores que han estudiado en mayor o menor grado el stock granítico de Peñas de Aya (LAPPERENT, 1913; LAMARE, 1936; CAMPOS, 1979; HEUSCHMIDT, 1977; PESQUERA, 1985), de todos ellos citaremos únicamente a PESQUERA, ya que es este autor el que más detalladamente ha estudiado la intrusión.

PESQUERA, diferencia dos unidades: una periférica de naturaleza ácida y una unidad

central de naturaleza intermedia. Considera que entre ambas facies, se han producido importantes fenómenos de mezclas magmáticas, dando lugar a una serie de híbridos de naturaleza variada.

A partir de análisis modales llega a la conclusión de que las facies que constituyen el stock, forman una secuencia de tipo calcoalcalino granodiorítico.

Por otro lado, este mismo autor, realiza un profundo análisis mineralógico y textural de cada una de las facies, estableciendo las secuencias de cristalización de cada una de ellas. Estudia, asimismo, los fenómenos tardimagmáticos, entendiendo como tales todos aquellos procesos que tienen lugar al final, o después, de la cristalización magmática.

Basándose en el análisis de los elementos estructurales (alineamiento de minerales félsicos y máficos, microbandeados y enclaves), establece las líneas de flujo de la intrusión y propone un modelo geométrico, idealizado, del stock granítico de Peñas de Aya (figura 4.1.).

Por último, establece un modelo de evolución magmática según el cual dos magmas, básico y ácido, coexisten en una cámara relativamente próxima a la zona de inyección, donde se produce una cierta hibridación entre ambos. Bajo ciertas circunstancias, el magma se canalizaría aprovechando una discontinuidad estructural, en un medio relativamente dúctil, hasta un lugar definitivo de emplazamiento.

4.1.3. Unidad Central

Esta unidad se caracteriza por la presencia de distintos términos petrográficos que afectan no sólo a las relaciones texturales sino, de forma más especial, al contenido modal de los mismos, lo que da lugar a un conjunto amplio de rocas que globalmente responden a dioritas y granodioritas, y más raramente, a términos gabroides y gabrodioríticos. Aflora

ampliamente en la mitad central del stock, especialmente al Sur de la falla de Aritxulegi y de forma más restringida al Norte de dicho accidente, en las proximidades de la frontera francesa (valle del río Bidasoa).

Su distribución irregular, así como la calidad de los afloramientos, dificultan una cartografía detallada de los mismos; es por ello que se ha optado por representarlos con una trama abierta. Por otra parte, los cambios composicionales bruscos en espacios reducidos es otra de las dificultades que se presentan a la hora de abordar el estudio de esta unidad.

Asimismo, son frecuentes los enclaves de pizarras y grauvacas paleozoicas de gran tamaño (cartografiables), en general orientados en dirección E-W.

4.1.3.1. *Facies granodiorítica* (1)

Se trata en realidad de una facies bastante compleja integrada por una variedad importante de términos, desde granodioritas a dioritas. Esta situación tiene su origen en un proceso intrusivo igualmente complejo, ya que frecuentemente es posible observar afloramientos de granodioritas atravesados por términos ligeramente más melanocráticos o bien por términos más leucocráticos de morfología variada (diques, cuerpos irregulares, etc).

Esta circunstancia se complica aún más por la aparición de frecuentes inyecciones de material granítico, que da lugar a procesos de mezclas magmáticas, con la consiguiente formación de híbridos. Estos fenómenos parecen producirse a todas las escalas, aunque la mala calidad de los afloramientos no permite observarlos con claridad.

Sobre el terreno, las facies dominantes presentan un aspecto granudo, de grano fino a medio, normalmente equigranular y con un contenido en minerales melanocráticos variable, aunque generalmente elevado. También pueden

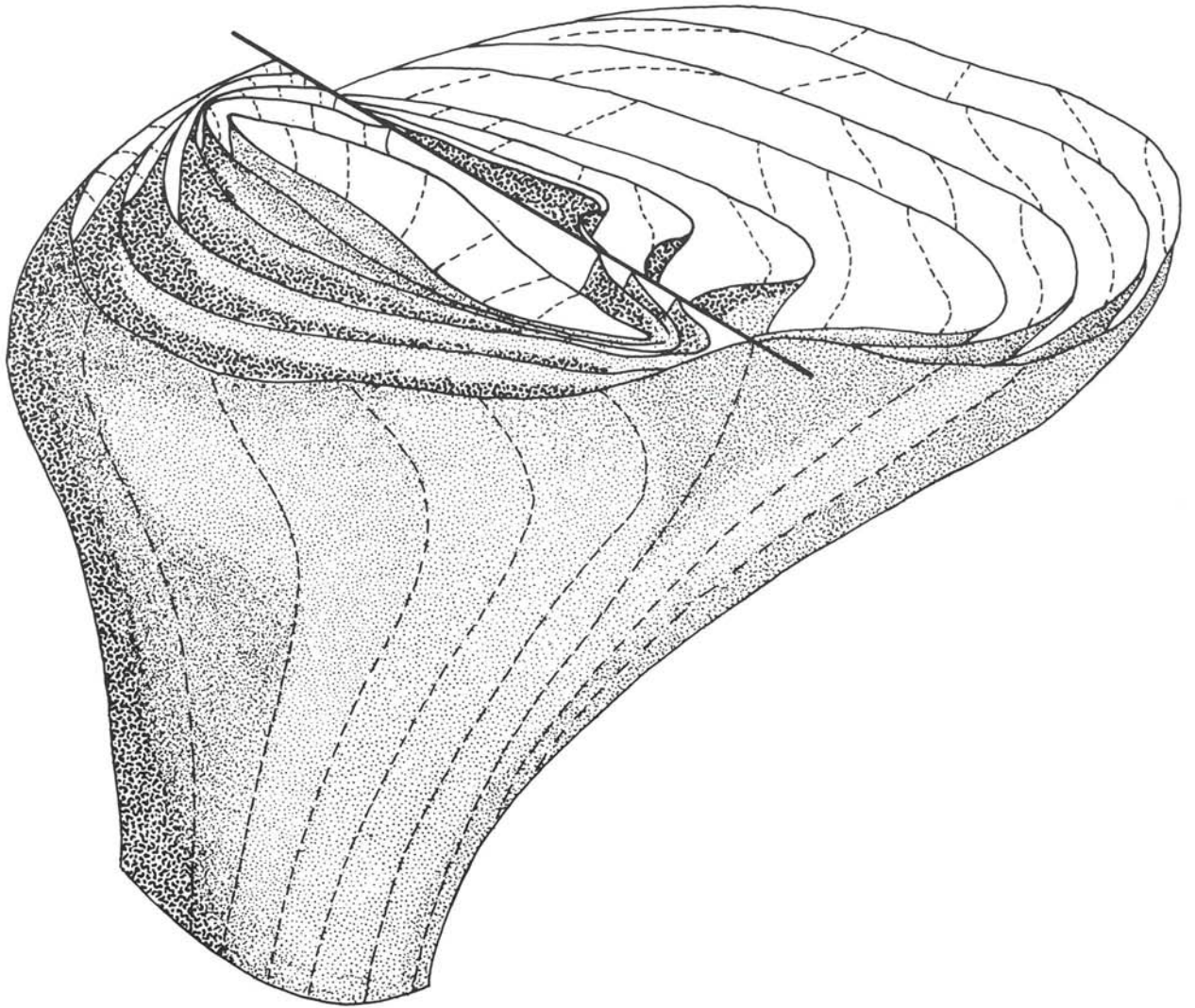


Figura 4.1.—Modelo geométrico idealizado del plutón de Aya.
(Según PESQUERA, 1985).

verse facies porfídicas, que petrográficamente presentan texturas ocelares y que pueden responder a inyecciones ligeramente más tardías en el tiempo (este hecho no ha podido confirmarse con seguridad).

Los afloramientos presentan un intenso diaclasado, generalmente bastante apretado, que facilita la alteración supergénica de la roca, de tal forma que se desmenuza fácilmente dando lugar a suelos arenosos. Este hecho hace que, en ocasiones, sea difícil apreciar la presencia de enclaves. No obstante, en algunos casos, pueden verse enclaves básicos subredondeados, de grano fino y tamaño desde centimétrico a decimétrico.

El contacto con los demás términos ígneos puede ser muy neto, de tipo claramente intrusivo, o bien difuso y complejo, con procesos de mezcla magmática.

En el extremo suroeste del stock granítico, estas facies aparecen localmente con una gran variedad de enclaves decimétricos a métricos, e incluso decamétricos, de corneanas que, dada la imposibilidad de cartografiarlos, han sido señalados mediante una trama (2).

En la zona del monte Biandiz, aflora una banda de dirección NW-SE de granitos cataclásicos (3) de textura porfídica, donde puede observarse, tanto a la escala de muestra de mano como en lámina delgada, una intensa microfracturación de la roca.

Petrográficamente, dentro de la facies granodiorítica pueden diferenciarse tres términos intergradacionales: granodioritas propiamente dichas, cuarzodioritas y dioritas, podemos añadir un cuarto tipo formado por granitos y granodioritas con texturas ocelares cuya relación con los tres primeros no es del todo clara.

Las granodioritas se caracterizan por una composición mineralógica cualitativamente

similar a las cuarzodioritas, si bien la proporción modal de cuarzo y feldespato-K es mucho mayor.

Texturalmente son rocas equigranulares, hipidiomórficas de grano fino-medio, con heterometría local de la plagioclasa en cristales de hasta 2 mm. La plagioclasa es el mineral más abundante y forma cristales subidiomorfos con ligera zonación y efectos corrosivos por parte del feldespato-K y del cuarzo. El feldespato-K es xenomorfo y micropertítico. Los minerales melanocráticos son, principalmente, anfíbol verdoso (hornblenda) con gránulos de piroxeno residual en su interior. A su vez la hornblenda se altera a anfíbol verde claro (actinolita), biotita y clorita. Entre los minerales accesorios destaca la presencia de apatito, opacos y esfena; esta última parece responder a dos generaciones, primaria y asociada a las menas metálicas (ilmenita y/o titanomagnetita).

Una variedad dentro de este conjunto la constituyen rocas con textura ocelar, materializada por la presencia de cuarzo globular (3-4 mm) rodeado por una corona continua de placas submilimétricas de anfíbol verde. Estos cuarzos, mono o policristalinos, son interpretados como xenocristales procedentes de las rocas graníticas y representan un desequilibrio textural con la roca en la que se encuentran. Las características mineralógicas son similares a las del resto de las granodioritas, aunque variaciones modales de cuarzo y feldespato-K dan lugar a que algunos términos caigan en el campo de los granitos.

Las cuarzodioritas son rocas melanocráticas compuestas por cantidades variables de cuarzo, plagioclasa (andesina), clinopiroxeno, anfíbol (hornblenda), biotita, feldespato-K y opacos, como minerales esenciales, y apatito y esfena como accesorios. Los productos de alteración son: clorita, anfíbol verdoso, sericita, óxidos, epidota, esfena y biotita. Texturalmente son rocas granulares-intragranulares de grano fino-medio.

El cuarzo, junto con el feldespato-K, es un mineral de clara procedencia externa, por lo que su presencia y distribución dentro de estas rocas es variable. Existen zonas, incluso a escala de muestra de mano y lámina delgada, donde se producen concentraciones locales de cuarzo y feldespato-K (rocas graníticas) y por tanto empobrecidas en melanocratos, que dan lugar a una anisotropía mineralógica y de coloración de la roca. Las zonas menos contaminadas por los aportes ácidos muestran una textura intergranular típica de rocas básicas. Esta anisotropía composicional da lugar a que muestras próximas, e incluso láminas correspondientes a una misma muestra, tengan composiciones modales diferentes y por tanto se clasifiquen como dioritas, cuarzodioritas o granodioritas. El cuarzo ocupa espacios, por lo general, intersticiales, aunque puede ser globuloso de tamaño milimétrico. El feldespato-K es xenomorfo, intersticial y puede crecer alrededor de plagioclasas. Las texturas granofídicas, aunque no frecuentes, también pueden estar presentes en estas rocas.

El clinopiroxeno es un mineral esencial, aunque puede faltar en algunas muestras debido a su reemplazamiento por anfíbol. Se suelen encontrar desde cristales totalmente sanos hasta pequeños gránulos residuales, a veces irreconocibles, en el interior de los cristales de anfíbol.

La biotita de coloración marrón-rojiza, está, en buena parte, relacionada con el anfíbol a partir del cual se forma. En general se produce la transformación clinopiroxeno-hornblenda-anfíbol actinolítico-biotita-clorita.

La plagioclasea es subidiomorfa, con zonación variable y con alteración sericítico-arcillosa parcial o total según las muestras.

Las dioritas corresponden a rocas menos contaminadas, como se deduce por la escasa o nula presencia de cuarzo y feldespato-K; el resto de los minerales son similares a los des-

critos para las rocas del grupo anterior. Aunque el grado de alteración del clinopiroxeno es más restringido, también se produce un paso de este a anfíbol y biotita. La plagioclasea (oligoclasea) muestra zonado variable y alteración desigual a productos sericíticos y/o arcillosos según las muestras. La textura de estas rocas es intergranular y sólo muy localmente aparecen crecimientos ofíticos.

En cuanto a los enclaves básicos que aparecen dentro de estas facies, la única muestra tomada responde, petrográficamente, a una roca de textura intergranular (dolerítica) con efectos granoblásticos. Su mineralogía está constituida por plagioclasea, biotita, anfíbol y opacos, como minerales principales, y apatito como accesorio. Biotita, anfíbol y sericita se encuentran como secundarios. La biotita aparece en crecimientos granoblásticos, producto de un metamorfismo térmico ocasionado por otras rocas ígneas del entorno.

4.1.3.2. *Gabrodioritas* (4)

Estas rocas están íntimamente relacionadas con las facies anteriormente descritas y frecuentemente, es difícil establecer con precisión las relaciones entre ambas. En unos casos las gabrodioritas parecen ser diferenciados más básicos que pasan gradualmente a las facies granodioríticas; en otros casos parecen tener naturaleza intrusiva, cortando a las citadas facies. En este último caso parecen elegir direcciones preferenciales de fractura, lo que equivale a decir que son ligeramente posteriores en el tiempo.

Sobre el terreno, son rocas oscuras de grano fino, equigranulares a porfídicas, que se alteran menos que las granodioritas dando lugar a afloramientos algo más sanos.

Sólo han sido diferenciadas en cartografía en aquellos casos en que sus características han permitido seguirlas sobre el terreno, sin embargo son bastante abundantes en toda la

unidad central, constituyendo los términos más básicos de la misma.

Desde el punto de vista petrográfico muestran una textura intergranular poikilitica de grano fino a medio. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, feldespato potásico, anfíbol y opacos, como constituyentes principales. Como accesorios aparecen apatito y circón; y clorita y esfena como secundarios.

La roca es rica en clinopiroxeno y biotita. La plagioclasa es subidiomorfa, disponiéndose en un entramado cuyos intersticios están ocupados por clinopiroxeno, en individuos de pequeño tamaño. La biotita, poikilitica, engloba a la plagioclasa. El cuarzo es intergranular. El feldespato y el anfíbol son escasos, procediendo este último, del piroxeno.

4.1.3.3. *Granitos porfídicos y pórfidos graníticos* (5)

Bajo esta denominación hemos agrupado un amplio grupo de términos que tienen en común el hecho de ser facies ígneas ácidas y tener naturaleza porfídica a subporfídica. En realidad, en la mayoría de los casos, su origen está relacionado con la interacción de magmas graníticos y grano o gabrodioríticos. Por este motivo, los pórfidos se encuentran asociados a zonas de "mezcla", donde aparecen relacionados con afloramientos de granitos propiamente dichos y con facies granodioríticas.

En otros casos, estos pórfidos no guardan una relación tan clara con procesos de hibridación magmática, sino que parecen intruir a las facies granodioríticas.

Sobre el terreno presentan un aspecto variado. En unos casos son granitos porfídicos, relativamente leucocráticos, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, muy abundantes, de un tamaño de hasta 1 ó 2 centímetros; en otros, son pórfidos con cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz

de grano fino bastante oscuro. Entre ambos tipos podemos encontrar un amplio abanico de términos y texturas.

Petrográficamente, el carácter porfídico de estas rocas es bien manifiesto por la presencia de fenocristales (hasta 7-8 mm) de cuarzo, feldespato-K y plagioclasa. No se descarta la posibilidad de que algunos fenocristales de cuarzo puedan corresponder a xenocristales. Tanto el feldespato-K como el cuarzo parecen haber cristalizado hasta un período tardío, dado que presentan coronas irregulares de crecimiento que engloban parte de los constituyentes de la matriz. En algunos casos existen crecimientos de tipo "rapakivi" alrededor del feldespato-K en coronas submilimétricas. La matriz es de grano fino (microgranuda), inferior a 0,25 mm y está compuesta por cuarzo, feldespato-K y plagioclasa de caracteres alotriomórficos. La alteración es desigual y afecta fundamentalmente a las plagioclasas, con sericitización parcial y reemplazamiento de productos arcillosos. Las texturas granofídicas son frecuentes, tanto a nivel de la matriz, como alrededor de los fenocristales de feldespato-K, formando coronas cuarzo-feldespáticas.

4.1.3.4. *Zonas con abundantes inyecciones graníticas* (6)

Se ha creído conveniente diferenciar estas zonas por medio de una trama, ya que la gran densidad de afloramientos graníticos, "mezclados" con granodioritas, cuarzodioritas, dioritas y gabrodioritas, hace imposible representarlos de otra manera. Frecuentemente se presentan como inyecciones de granitos de grano grueso, que atraviesan las facies granodioríticas de grano fino con bordes netos, sin que ninguno de los dos términos cambie su textura hacia los bordes (no indican por tanto la relación temporal entre ambos). Otras veces, presentan formas irregulares o mal definidas, con bordes difusos y con procesos de mezcla magmática. Esto hace que la interpretación de la edad relativa de las intrusiones no esté clara

en absoluto, ya que los criterios frecuentemente se contradicen.

Desde el punto de vista petrográfico, en la gran mayoría de los casos, estas inyecciones son granitos heterogranulares de grano grueso (ver petrología de esta facies). Sólo excepcionalmente, son granitos de grano fino, presentando entonces morfología de diques. En este último caso, se trata de una roca granítica equigranular de aspecto aplítico o sacaroides de grano fino, compuesta por plagioclasa (oligoclasa) subidiomorfa-xenomorfa, de maclado complejo y escasa sericitización; el feldespato-K, por lo general xenomórfico, es micropertítico y con enrejado típico de microclina, suele presentar inclusiones de plagioclasa; la biotita está rodeada (desfleada) y alterada a clorita junto con cantidades subordinadas de epidota y $\pm$ óxidos. Con frecuencia, esta última, aparece corroída por cuarzo; por otra parte es pobre en inclusiones de circón y otros accesorios, al contrario de lo que es frecuente en los otros tipos de granitos.

4.1.4. Unidad Periférica

Esta unidad se dispone alrededor de la unidad central, según lo demuestra el esquema cartográfico de PESQUERA, 1985.

Es un conjunto bastante homogéneo integrado exclusivamente por granitos, cuya diferencia reside fundamentalmente en el tamaño de grano.

4.1.4.1. Granito heterogranular de grano grueso (7)

Esta facies aflora exclusivamente al Sur de la falla de Aritxulegi, rodeando la unidad central, y en forma de pequeñas masas cartografiadas situadas dentro de esta última. Sobre el terreno se presenta como una roca granuda, leucocrática, heterogranular de grano grueso, formada principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El feldespato

potásico es la fase que alcanza mayor tamaño, presentándose como cristales automorfos o subautomorfos de 1 ó 2 centímetros de longitud. La biotita, aunque está siempre presente, no llega a ser abundante.

La meteorización de estos granitos es un tanto atípica, ya que apenas pueden verse los clásicos bolos graníticos. En general, la roca se altera con relativa facilidad, dando lugar a suelos arenosos de color blanquecino. Estos procesos supergénicos afectan sobre todo a la biotita, que se altera rápidamente a clorita y óxidos de hierro.

En algunas zonas es posible observar, además del diaclasado, una discontinuidad penetrativa, que afecta a la microfábrica, de dirección E-W y buzamiento entre 30° y 50° al Sur. Probablemente esta discontinuidad responde a zonas de fractura cuya naturaleza no ha podido ser determinada.

Dentro de estos granitos pueden verse tres tipos de enclaves:

— Enclaves de corneanas: son frecuentes e incluso abundantes en algunas zonas, sobre todo hacia los bordes. Suelen presentar formas angulosas y un tamaño que oscila desde apenas unos centímetros hasta enclaves cartografiados. Cuando son de pequeño tamaño sufren un fuerte metamorfismo, pudiendo convertirse incluso en agregados micáceos donde no quedan restos de la textura original. Por el contrario, cuando son de gran tamaño puede reconocerse perfectamente la estratificación.

— Enclaves básicos: no son muy abundantes. Se presentan como enclaves subredondeados de grano fino y color oscuro, con un tamaño que no suele sobrepasar los 50 centímetros de diámetro. En ocasiones pueden ser ligeramente porfídicos.

— Enclaves de pórfidos graníticos: en realidad sólo se han observado este tipo de encla-

ves en dos ocasiones. En ambos casos se trataba de fragmentos subangulosos de un pórfido, con fenocristales de feldespato en una matriz de grano fino integrada por cuarzo, feldespatos y escasos melanocratos. El tamaño no sobrepasaba de 15-20 centímetros.

Desde el punto de vista petrográfico, el granito heterogranular de grano grueso está compuesto por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa y biotita como minerales esenciales; circón, rutilo, apatito y opacos (ilmenita) son minerales accesorios; mientras que clorita, moscovita, sericita, productos arcillosos y óxidos diversos constituyen los productos de alteración secundarios.

El cuarzo, al igual que ocurre en la mayoría de los granitos, se presenta bajo distintas formas en relación con las etapas de cristalización de estas rocas (cuarzo globular de hasta 1 cm, cuarzo intergranular incluido en feldespato-K, cuarzo intersticial y, más raramente, cuarzo granodiorítico). Los cristales mayores, globulares, forman agregados mono o policristalinos y muestran deformación intracristalina, lo que se traduce en extinciones ondulantes. De forma más esporádica aparece cuarzo secundario, asociado a procesos de transformación (albitización marginal de plagioclasas, cloritización de biotita, en relación con venillas, etc.).

El feldespato-K, subidiomorfo a xenomorfo, puede llegar a superar el tamaño centimétrico, lo que confiere a estas rocas, junto con algunos cristales de cuarzo y en menor grado de plagioclasa, su aspecto heterogranular. Casi siempre presenta textura micropertítica (especialmente de tipo "film" y "patch") y con frecuencia maclado de Carlsbad. Entre las inclusiones aparece cuarzo cóncavo, anterior al feldespato, que debe su aspecto a los procesos de corrosión producidos por el feldespato-K.

La plagioclasa suele presentar hábito subidiomorfo, maclado diverso, tamaño milimétrico e incipiente zonado, como se desprende de

la alteración selectiva de muchas de ellas (núcleos sericitizados frente a bordes más limpios). Algunos cristales menores están incluidos dentro del feldespato-K (pertitas). En general se trata de una oligoclasa sódica, aunque también existe albita en bordes de cristales lixiviados y en zonas intersticiales entre granos de feldespato.

La biotita, en cristales < 3 mm, constituye el único mineral melanocrático de estos granitos y casi siempre está alterada, parcial o totalmente, a biotita verde y clorita. La corrosión por parte del cuarzo y el feldespato-K les confiere un aspecto roto y desflecado a los cristales en origen idio-subidiomorfos. Es rica en inclusiones, lo que es un rasgo característico de estos granitos; generalmente se trata de circones y menas metálicas (ilmenita), además, durante la alteración se forman óxidos diversos y, localmente, rutilo y titanita.

Los minerales accesorios son muy escasos y se reducen a apatito, circón y menas metálicas, antes aludidas como inclusiones de la biotita.

Los productos de alteración son: sericita de grano fino, formada sobre las plagioclasas a las que afecta en la mayoría de las muestras estudiadas, cloritización de biotita (moscovita), clorita, siempre escasa, sobre plagioclasas, óxidos, cuarzo como subproducto de alteraciones, albita en procesos de lixiviación, etc.

4.1.4.2. *Fracturas con procesos de alteración hidrotermal (9)*

En la carretera de Alcívar al embalse de Artikutza pueden verse, entre los kilómetros 23 y 24, algunas fracturas de dirección NW-SE, donde se han producido una serie de procesos de alteración hidrotermal. Estos procesos, que afectan al granito heterogranular de grano grueso, han producido la sericitización de las plagioclasas y la cloritización de las biotitas,

dando lugar a una roca de color verdoso a lo largo de una franja de anchura variable, entre 1 y 3 metros.

4.1.4.3. *Granitos y leucogranitos de grano fino-medio (10)*

Esta facies aflora al Norte de la falla de Aritxulegi y da lugar a los relieves de las Peñas de Aya propiamente dichas. Hacia el Norte va aumentando gradualmente el tamaño de grano, pasando a los granitos y leucogranitos de grano medio-grueso.

Las condiciones de afloramiento son bastante buenas, sobre todo en la zona de Peñas de Aya donde la roca se encuentra prácticamente desnuda. El aspecto que presenta en estos casos es el de una roca granuda, equigranular, de grano fino a medio, formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita; localmente puede verse moscovita y fluorita, irregularmente repartidas. Se encuentra poco alterada, presentando un color amarillento debido fundamentalmente a la oxidación de la biotita.

Al Este del monte Ursain, estos granitos adquieren textura porfídica y parecen haber sufrido una cierta alteración hidrotermal que da lugar a cloritizaciones y/o sericitizaciones, que confieren a la roca un tono verdoso. Este mismo tipo de procesos pueden verse en la apófisis granítica de la zona de Miazuri.

En cuanto al diaclasado, pueden observarse tres sistemas bien desarrollados:

N 20-30° E/ b 70-80° E

N 110-120° E/ b 50-60° N

N 150° E/ b 53-60° NE

La composición mineralógica de esta variedad petrográfica es globalmente similar a la de los granitos de grano grueso ya descritos.

No obstante, existen algunas diferencias mineralógicas a resaltar, como es la presencia de fluorita intersticial o asociada a algunos productos de alteración en algunas muestras, así como de turmalina local. También, algunas muestras, presentan placas de moscovita de carácter secundario formadas a partir de biotita, como denota el pleocroísmo residual de algunas de ellas. Además, existe moscovita dispersa entre los espacios intersticiales que responde también a un origen secundario en relación con procesos hidrotermales tardimagmáticos, más o menos localizados. Otro carácter diferenciador viene dado por la presencia de texturas granofídicas, que aunque no generales a escala de todas las muestras, si son representativas de esta unidad; se disponen rodeando los megacristales de feldespato-K, como una corona plumosa, estrecha, de crecimiento íntimo de cuarzo y feldespato-K. Estos caracteres texturales parecen compatibles con un emplazamiento más superficial de estos granitos. El resto de los minerales muestra características similares a los de los granitos de grano grueso (feldespato-K peritítico, plagioclasa oligoclasa sericitizada y maclada, biotita cloritizada, aparte de la presencia local de moscovita, etc.).

Localmente aparecen muestras con síntomas inequívocos de alteración hidrotermal que afecta a las plagioclasas, las cuales son totalmente reemplazadas por agregados de moscovita de grano medio (sericita), este fenómeno también afecta a la biotita por lo que los productos cloríticos son más escasos en estas muestras.

4.1.4.4. *Granitos y leucogranitos de grano medio-grueso (11)*

En realidad, la diferencia entre esta facies y la anteriormente descrita reside únicamente en el tamaño de grano, e incluso esta diferencia debe considerarse a "grosso modo", ya que localmente puede haber afloramientos prácticamente iguales en ambos términos cartográficos.

Además, como ya se dijo anteriormente, el contacto entre los dos es totalmente gradual.

Frecuentemente, el aumento de tamaño de grano lleva aparejada una mayor heterometría, dando lugar a texturas subporfídicas, además de una mayor vulnerabilidad ante los agentes atmosféricos que propician la alteración de la roca. Por este motivo, estas facies constituyen relieves más suaves y topográficamente menos elevados que las anteriores.

Los tonos de la roca varían entre blanquecinos y amarillentos, dependiendo probablemente del grado de oxidación de la biotita.

El diaclasado no parece responder a sistemas regulares bien desarrollados, sino más bien parece estar relacionado con la existencia de direcciones de fracturación más o menos complejas.

Desde el punto de vista petrográfico, estos granitos son prácticamente iguales a los de grano fino. Únicamente cabe señalar que presentan una mayor heterometría en el tamaño de grano, dando lugar a texturas subporfídicas.

4.2. **ROCAS SUBVOLCANICAS (OFITAS)**

Como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, las ofitas se encuentran asociadas a los depósitos evaporíticos del Trías Keuper.

Petrográficamente son rocas holocristalinas hipidiomorfas, formadas principalmente por piroxeno augítico y plagioclasa. Los piroxenos, de un tamaño de hasta 3 ó 4 mm, con inclusiones de plagioclasa de hasta 0,5 mm, se encuentran rodeados por pequeños cristales tabulares de plagioclasa (de tipo labradorita), menas metálicas y productos de alteración. Entre los minerales accesorios abundan los opacos (probablemente magnetita y pirita) y, en menor proporción, apatito y circón.

La alteración ha progresado, uralitizando los piroxenos que pasan a dar anfíboles del tipo actinolita, que a su vez se transforman en cloritas.

4.3. **ROCAS FILONIANAS**

Las manifestaciones filonianas están representadas por diques de diabasas y filones de cuarzo.

4.3.1. **Diques de diabasas (12)**

Afloran en forma de diques, de potencia generalmente inferior a los 2 metros, que encajan tanto en las facies plutónicas como en las pizarras y grauvacas del Paleozoico. En este último caso tienen tendencia a inyectarse de forma subconcordante con la discontinuidad principal (generalmente $S_0 + S_1$), aunque en ocasiones corta claramente dichas estructuras.

En las rocas ígneas se nota una fuerte tendencia a inyectarse siguiendo direcciones preferentes, coincidiendo con determinados sistemas de fracturas (en unos casos E-W, en otros NW-SE, etc.).

Sobre el terreno aparecen como rocas de grano fino a medio, de color verdoso en fracturas frescas, y de tonos pardos en afloramientos alterados.

Al microscopio presentan textura marcadamente afírica intersertal y, sólo localmente, aparecen algunos microfenocristales de plagioclasa y máficos cloritizados.

Dado el pequeño tamaño de grano y la generalizada alteración que muestran, resulta prácticamente inviable precisar la composición original de estas rocas. El tipo de textura (intersertal) y la presencia de plagioclasa en pequeños microlitos prismáticos, junto a productos cloríticos y óxidos opacos, indican composiciones básicas. En algunas muestras, la alteración es tan generalizada que afecta a todos los minerales, incluidas las plagioclasas.

Junto a los productos cloríticos se ha reconocido albita secundaria xenomórfica, feldespato-K y cuarzo en venillas.

La clasificación petrográfica responde genéricamente a rocas básicas (diabasa s.l.) espiliticas.

4.3.2. Filones de cuarzo (13)

Igual que ocurriese con las diabasas, estos filones se desarrollan siguiendo direcciones preferentes de fractura, encajando tanto en rocas ígneas como en pizarras y grauvacas paleozoicas. Así por ejemplo, en el contacto oeste del stock granítico de Peñas de Aya, en su mitad meridional (al Sur de la falla de Aritxulegi), se desarrolla un sistema de filones de cuarzo de dirección N-S, algunos con potencias superiores a los 10 metros.

En general, se trata de cuarzo lechoso, con frecuentes tintes amarillos debido a la presencia de óxidos de hierro. Frecuentemente van acompañados de pequeñas cantidades de goethita y, más raramente, diseminaciones de pirita.

4.4. AUREOLAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO

4.4.1. Pizarras y grauvacas "mosqueadas" (14)

Los efectos térmicos de la intrusión del stock granítico de Peñas de Aya, han dado lugar al desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos encajantes.

Sobre el terreno, los efectos de dicho metamorfismo se manifiestan por la aparición, en los niveles pelíticos, de un típico moteado (pizarras mosqueadas) cuya presencia ha sido utilizada para establecer los límites cartográficos de la aureola. La anchura de la misma, oscila entre 600 y 1000 metros al Sur de la falla de

Aritxulegi, y entre 100 y a lo sumo 200 ó 300 metros, al Norte de dicho accidente.

La explicación de estas grandes diferencias en la anchura de la aureola ha sido motivo de discusiones entre algunos autores, como lo han sido también la interpretación de los procesos blástesis-deformación y sus implicaciones petrogenéticas. Está claro, que para llegar satisfactoriamente a la solución de este problema se requiere un estudio a fondo, y obviamente metódico, que no forma parte de los objetivos de este trabajo. Por este motivo, nos limitaremos a exponer brevemente las ideas de los dos autores que más profundamente han trabajado en este tema.

CAMPOS, 1979, en base a los reconocimientos de campo y al estudio de láminas delgadas, establece dos facies metamórficas con diferentes asociaciones minerales:

- a) Facies de corneanas con albita-epidota (Aureola externa)
 - Clorita - óxido de hierro
 - Clorita - óxido de hierro - epidota
 - Clorita - albita
 - Albita - epidota
 - Albita - biotita
 - Biotita - clorita
- b) Facies de corneanas hornbléndicas (Aureola interna)
 - Biotita - andalucita
 - Biotita - cordierita
 - Andalucita - cordierita

La aureola externa está mucho más desarrollada, ya que la segunda, cuando se observa, se limita a los 25 primeros metros.

Según este autor, a esta fase de blástesis se superpone otra, no muy intensa, de carácter hidrotermal, en la que cristaliza turmalina y se produce la alteración de minerales previamente formados, produciéndose clorita, óxidos de hierro, sericita, titanita y rutilo.

En cuanto a los procesos blástesis-deformación, considera que el metamorfismo térmico es posterior a las dos esquistosidades principales (S_1 y S_2). Establece asimismo una deformación tardía por aplastamiento (flattening), que supone, está relacionada con la propia intrusión del stock granítico.

Respecto al emplazamiento del stock granítico de Peñas de Aya, basándose en el estudio de su aureola de metamorfismo, llega a las siguientes conclusiones:

- 1.—Temperatura de intrusión bastante baja.
- 2.—Emplazamiento superficial
- 3.—Intrusión no realizada en una sola etapa.

Por último, en relación a la edad relativa del granito, considera que es tardío, post-cinemático con respecto a las etapas principales del plegamiento hercínico.

PESQUERA A., 1985, realiza un completo estudio petrográfico de la aureola de metamorfismo térmico y llega a las siguientes conclusiones:

— El metamorfismo térmico comienza a ser patente después de la 1ª fase de deformación, continuándose durante la segunda y después de ésta.

— Diferencia, al igual que CAMPOS, una aureola externa, de bajo grado, y otra interna de grado medio, con unas temperaturas de 500 a 650° C y presión de 1 a 2 Kb en la aureola interna.

— La diferencia de espesor de la aureola, al Norte y Sur del macizo, la explica mediante una diferencia en la distribución de fluidos. Las fases más "secas" ocasionan aureolas menos desarrolladas que las fases más ricas en fluidos.

Hay que puntualizar, que PESQUERA diferencia una primera etapa de deformación que no había sido puesta de manifiesto anteriormente. Por este motivo, la " S_2 " que diferencia este autor es equivalente a la " S_1 " de otros autores.

Las diferencias fundamentales entre las ideas de estos dos autores son:

1.—Mientras que para CAMPOS, el metamorfismo térmico, (y por tanto la intrusión granítica), es posterior a las etapas principales de deformación (S_1 y S_2); para PESQUERA, deformación tectónica y blástesis metamórfica son procesos paralelos en el tiempo.

2.—Mientras que CAMPOS, considera que la intrusión granítica se realizó en más de una etapa, PESQUERA defiende la idea de que dicho proceso se produjo en un solo estadio más o menos largo.

4.4.2. Brechas de contacto (15)

En la zona de Arditurri, en las proximidades del contacto intrusivo de los granitos de Peñas de Aya, pueden verse zonas donde los niveles pelítico-arenosos paleozoicos han sufrido una intensa brechificación, debido a la inyección de fluidos magmáticos. Las brechas, que presentan un tamaño muy variable desde centimétrico a métrico, están separadas por venillas de un diferenciado magmático de naturaleza ácida y grano muy fino. Estos procesos van acompañados por una intensa silicificación generalizada.

4.5. METAMORFISMO REGIONAL

PESQUERA A., 1985, realiza un estudio del metamorfismo regional del macizo paleozoico de Cinco Villas y, considerando el grado de variación de la cristalinidad de la illita, establece una zonación metamórfica donde separa la anquizona de la epizona (fig. 4.2.).

Como resumen, este autor concluye que el metamorfismo regional de Cinco Villas se ha

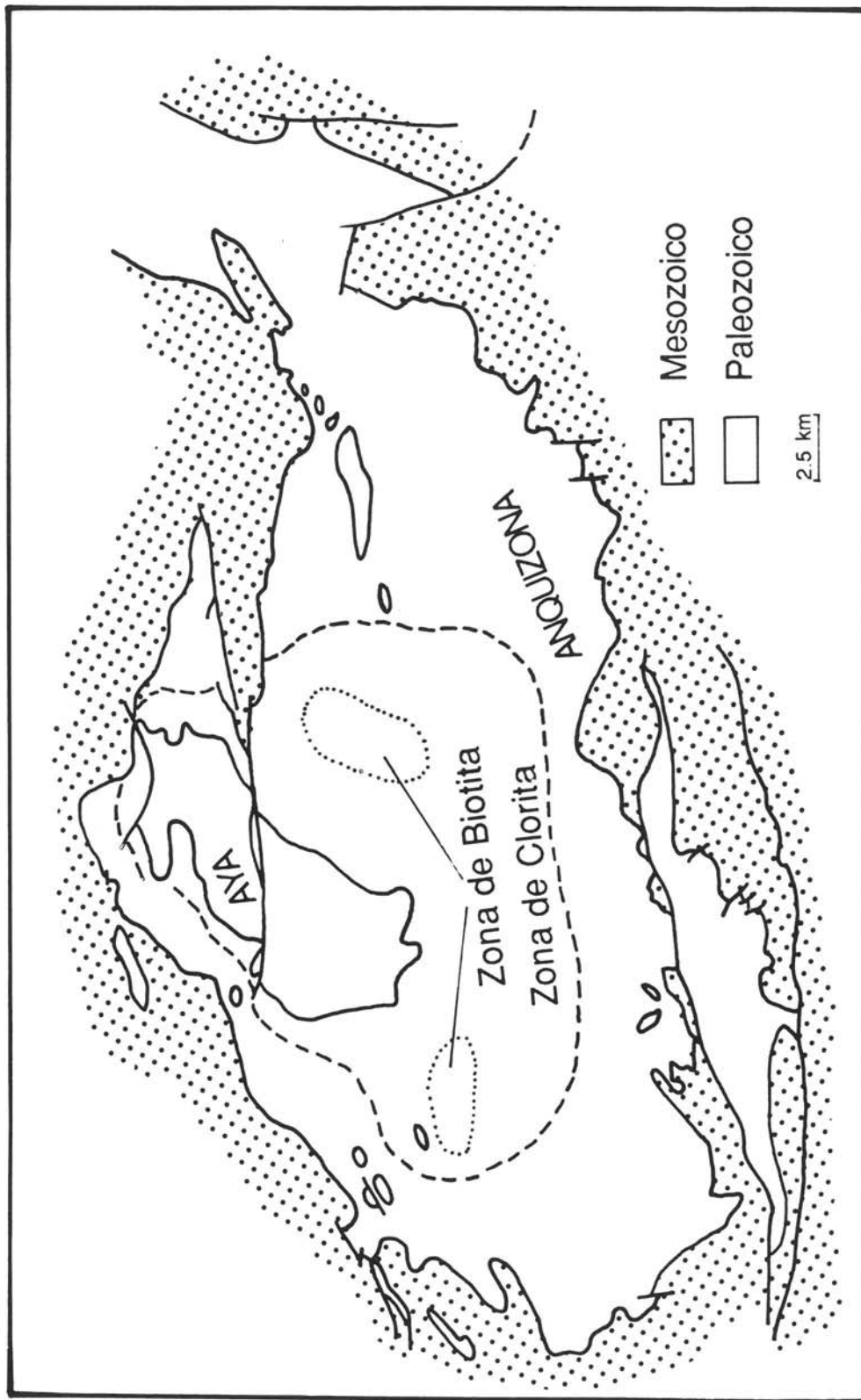


Figura 4.2.—Esquema de distribución del metamorfismo regional del Macizo Paleozoico de Cinco Villas.

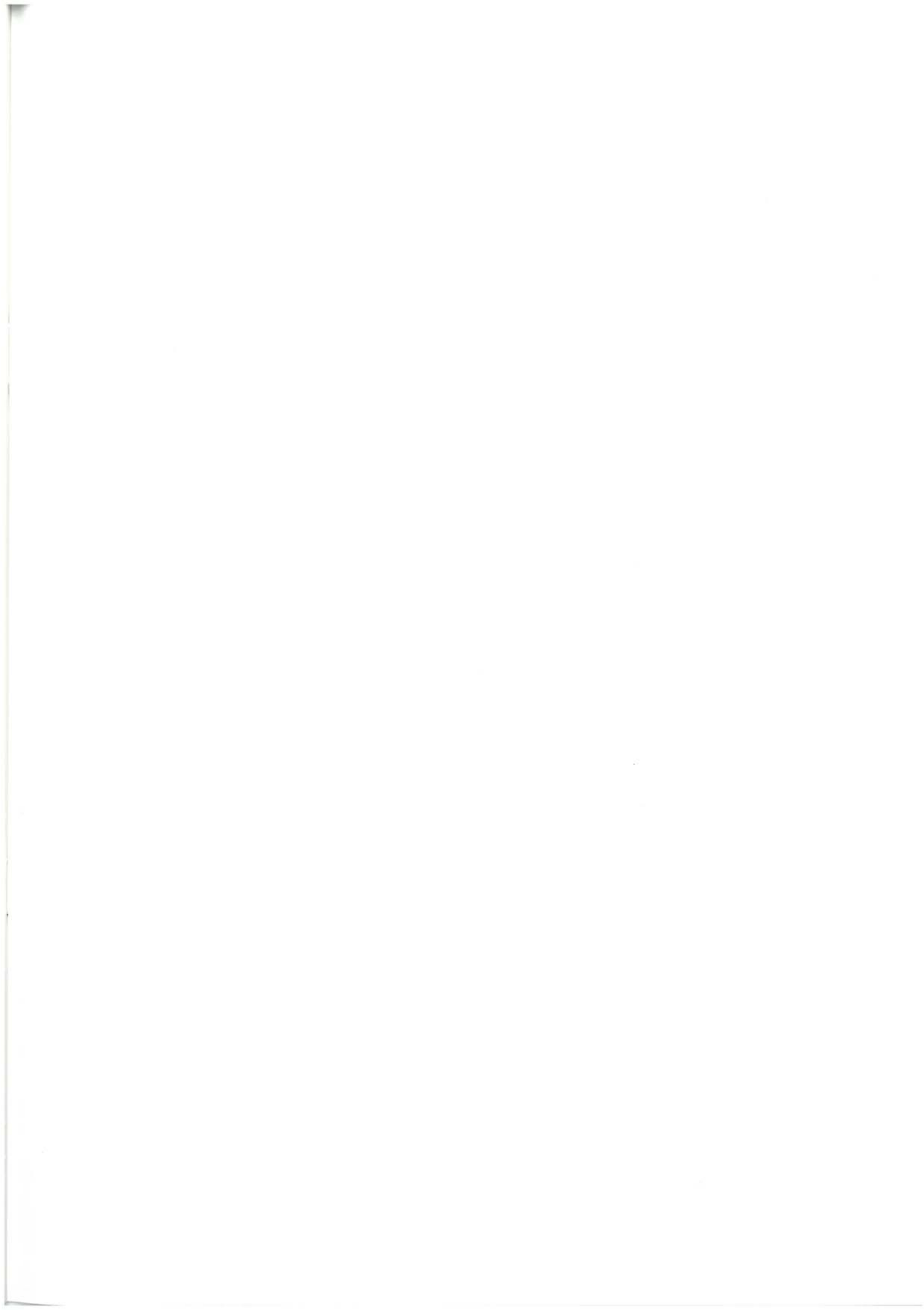
desarrollado a temperaturas menores de 450° C en un régimen de bajas presiones. El hecho de que el grado de grafitización de la materia carbonosa, correspondiente a las distintas zonas, sea prácticamente igual que el de

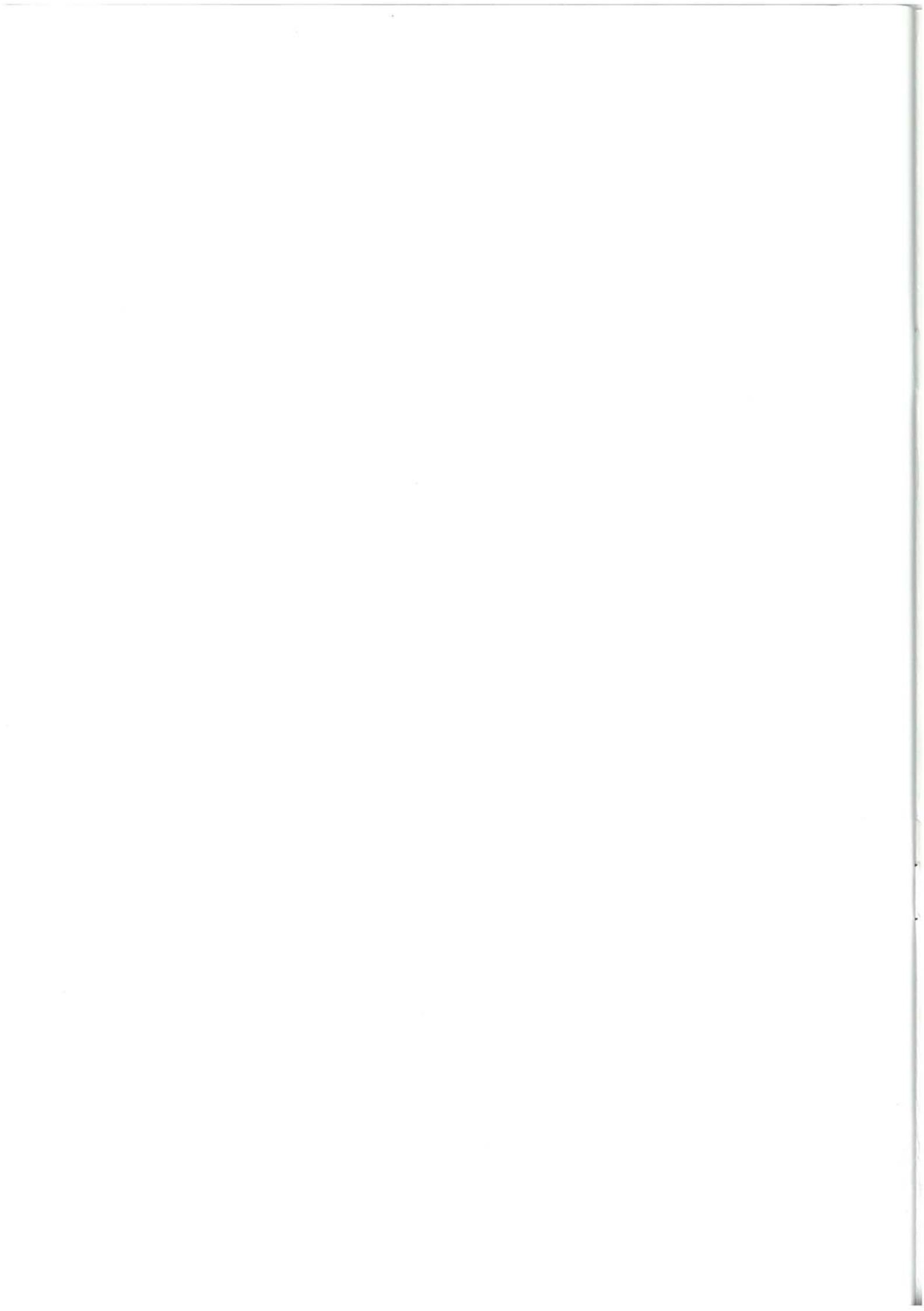
zonas homólogas de la aureola de contacto, sugiere que el metamorfismo regional responde a la existencia de domos térmicos, generados probablemente por cuerpos ígneos intrusivos.

BIBLIOGRAFIA

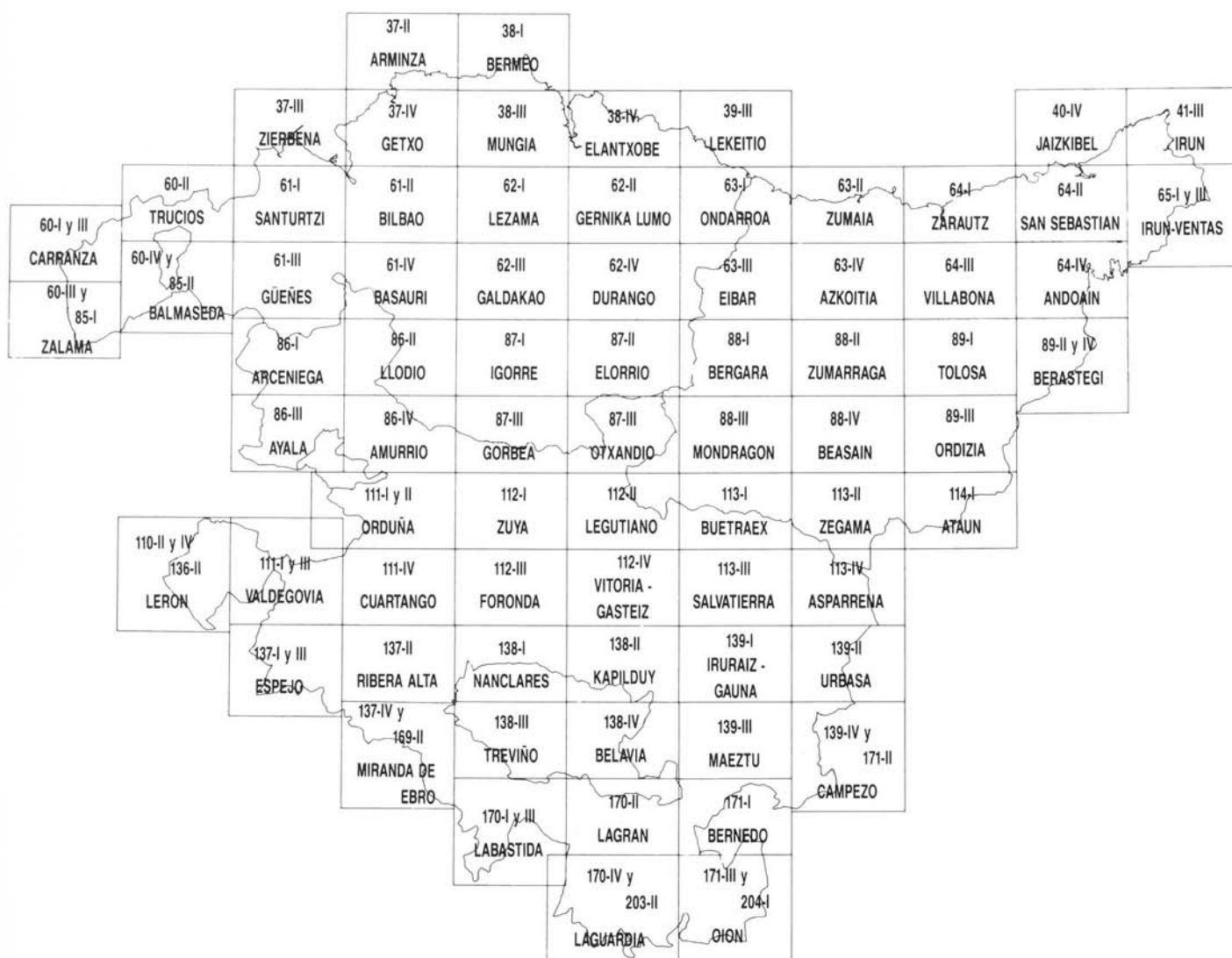
- AGUILAR TOMAS, J. M. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albense de la cuenca cantábrica.” Dep. de Publi. del Instituto “Lucas Mallada”. Vol. XXXI, núm. 1-2. Madrid 213 pp.
- AIZPURI, A.; RAMON LLUCH, R. y ECHINIZ, L. (1984).—“Estudio de la fracturación del Paleozoico de Guipúzcoa. Su relación con el emplazamiento de mineralizaciones”. Inédito.
- BIXEL, F. (1987).—“Le volcanisme stephanopérmien des Pyrénées. Petrographie, minéralogie, Géochimie”. Cuad. Géol. Ib. V. II pp. 41-55.
- BOILLOT, G. (1981).—“De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées”. Bull. BRGM. I, núm. 2 1980/1981, pp. 93-101. 12 figs.
- BOURROUILL, R.; COUMES, F.; OFFROY, B. (1984).—“Mécanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen; correlations par les dépôts gravitaires profonds”. Bull. Soc. Géol. France, T. XXVI, núm. 6, pp. 1223-1234.
- CAMPOS, J. (1979).—“Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa”. Tes. Doc. Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi núm. 1-2 1979. pp. 3-139.
- EVE (1985).—“Estudio geológico-minero del comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inédito.
- EVE (1986).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NW y SW)”. Inédito.
- EVE (1987).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Vergara (cuadrantes NW y SW), San Sebastián (cuadrantes NW y SW)”. Inédito.
- EVE (1988).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 en las zonas de Irún, San Sebastián y Vera de Bidasoa. Inédito.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. En Histoire structurale du golfe de Gascogne. Ed. Technip. 48 pp.
- HEDDEBAUT, C. (1973).—“Etudes géologiques dans les Massifs Paléozoïques Basques”. Thèse (Univ. de Lille) 263 pp.
- HEUSCHMIDT, B. (1977).—“Le gîte Pb-Zn de Modesta (Navarra, Espagne), et ses controles tectoniques.” Thèse Doct ing. (Univ. Lyon 129 p.).

- IGME (1973).—Mapa Geológico de España. 1:50.000 núm. 64/24-5. San Sebastián.
- IGME (1974).—Mapa Geológico de España. 1:50.000 núm. 41/25-4. Irún.
- IGME (1975).—Mapa Geológico de España. 1:50.000 núm. 65/25-5. Vera de Bidasoa.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE (1983).—“Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique.” *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Vol 9. Dijon, 191 pp.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971).—“Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa”. *Mem. IGME*, núm. 79, 130 pp.
- LAMARE, P. (1936).—“Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques de l'Espagne”. *Thèse doct. Fac. Sci. Paris. Mém. SGF*, Paris, T-XII.
- LAPPERENT, M. J. de (1973).—“Les enclaves du granite du Mont Haya en Pays Basque”. *Bull. Soc. Franc. Mineral.* pp. 143-173.
- LUCAS, C. (1987).—“Estratigrafía y datos morfo-estructurales sobre el Pérmico y tránsito de fosas Norte pirenaicas.” *Cuad. Geól.* Ib. 4, II. pp. 25-40.
- LLANOS ACEBO, H. (1980).—“Estudio geológico del borde Sur del macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra).” *Soc. Est. Vasco*. Vol. 1, pp. 79-160.
- PESQUERA PEREZ, A. (1985).—“Contribución a la mineralogía, petrología y metalogenia del Macizo Paleozoico de Cinco Villas (Pirineos Vascos)”. *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias UPV-EHU*.
- PUJALTE, V. en IGME (1985).—“Estudio sedimentológico de la Hoja 1:200.000 de Bilbao”. *Inédito*.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ORUE-ETXEARRIA, X. y ZAPATA, M. (1988).—“Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico-Terciario del Surco Flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Relaciones con la tectónica y los cambios de nivel marino”. *Simposio sobre: Nuevas tendencias en el análisis de cuencas. S.G.E.* pp. 251-259.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Tesis doctoral. Ed. CIEPSA. Madrid*. 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—“Les pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)”. *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, T. XVIII, 525 pp.
- ROBLES, S.; GARCIA-MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1987).—“Sistemas aluviales pirenaicos del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia)”. *Cuad. Geol. Ibér.* VII. pp. 5-21.
- SOLER y JOSE, R. (1972).—“Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)”. *Bol. Geol. Min.* T-82. pp. 406-428.





“DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000”



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA